Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp

---

INAUGURALDISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel

von

MAX GEIGER

aus Wigoltingen (Thurgau)

BASEL, BIRKHÄUSER AG.

~~1957~~

1956

Sonderabdruck aus ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE, *49*, 2, 1956

Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp

---

INAUGURALDISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel

von

MAX GEIGER

aus Wigoltingen (Thurgau)

BASEL, BIRKHÄUSER AG.
1956

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der

Herren Professoren L. Vonderschmitt und M. Reichel

Basel, den 12. Juni 1956

Prof. E. Wenk
Dekan

Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvigrat, Buochserhorn-Musenalp und Klewenalp

Von **Max Geiger**, Basel

Mit 7 Textfiguren und 1 Tafel (I)

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort 408

Einleitung 409

Topographischer Überblick 409
Geologische Gliederung 409
Historische Einleitung 410

Stirnregion der Drusbergdecke 411
Tektonische Übersicht 411
Obere Kreide 412
Seewerschichten 412
Amdenerschichten 413
Wangschichten 414

Tertiär 415
Lithothamnienkalk 416
Assilinengrünsand-Complanatenkalk 418
Nummulitengrünsand 418
Sandige Globigerinenmergel (Pectinitenschiefer p.p.) 419
Quarzsandstein 419
Globigerinen-Fleckenmergel (Stadschiefer p.p.) 419
Zusammenfassende Betrachtungen 421

Flyschzone 422
Gliederung der Flyschzone 422
Verbreitung und Aufbau 424
Lielibach 425
Bleikiwald 427
Staffel-Bärfallen 431
Buoholzbachgebiet 431
Steinibach-Flühligraben 433
Eggwaldgebiet 434
Klippenbasis SE und SW von Stans 435

Lithologie und Mikropalaeontologie 436
Flysch der Habkernzone (Wildflysch s.l.) 436
Basaler Schlierenflysch 439
Flysch der Klippenunterlage 441

Tektonik der Flyschzone 442
Flysch der Habkernzone (Wildflysch s.l.) 442
Basaler Schlierenflysch 443
Flysch der Klippenunterlage 444

Klippendecke 444
Sedimentserie der Klippen 445
Tektonik der Klippen 447

Zusammenfassende Betrachtungen über die Tektonik der Klippen und ihrer Unterlage . . 449

Literaturverzeichnis 450

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

Fig. 1. Schematisches Übersichtsprofil durch die zentralschweizerischen Klippen und ihre Unterlage. 410
Fig. 2. Detailprofil des unteren Lielibaches. 426
Fig. 3. Detailskizze des Bleikiwaldes. 428
Fig. 4. Detailprofile durch den Bleikiwald. 429
Fig. 5. Detailskizze des Buoholzbachgebietes. 432
Fig. 6. Detailskizze des Flühligrabens und des unteren Steinibaches. 434
Fig. 7. Detailprofil durch den oberen Steinibach. 435

Tafel I: Tektonische Karte der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp und ihrer Unterlage. Maßstab 1:50000.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt. Die geologischen Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1953–1955 durchgeführt. Die Verarbeitung des gesammelten Materials und die Abfassung des Textes erfolgte im geologischen Institut in Basel.

Mein herzlichster Dank gebührt meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt, für seine mannigfachen Anregungen und Unterstützungen, die er mir im Feld und bei der Ausarbeitung der Resultate zuteil werden liess.

Herrn Prof. Dr. M. Reichel, der mich in die Mikropaläontologie einführte und mich bei meinen Untersuchungen jederzeit unterstützte, möchte ich ebenfalls bestens danken.

Herrn Dr. H. Schaub verdanke ich die Bestimmung der Nummulitenfaunen sowie viele Hinweise bei anregenden Diskussionen über zentralschweizerische Flyschprobleme.

Ferner möchte ich hier meiner Studienkollegen gedenken, in dankbarer Erinnerung an die gute Kameradschaft im Institut und auf gemeinsamen Exkursionen.

Ebenso danke ich auch der Leitung des Basler Naturhistorischen Museums dafür, dass sie mir Teile der Toblerschen und Christschen Sammlungen zur Untersuchung überliess.

Zu besonderem Dank bin ich meinen Eltern verpflichtet, die mir mein Studium ermöglichten.

Einleitung

TOPOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Das von uns bearbeitete Gebiet ist auf der als Tafel I gegebenen tektonischen Karte dargestellt. Die südöstliche Grenze wird gebildet durch die Drusbergdeckenstirn entlang der Linie Kerns (Pt. 1887, Pass zwischen Arvigrat und Gräfimattnollen)–Gummen–Dallenwil–Niederrickenbach (Maria Rickenbach)–Bärfallen (Pass SE der Musenalp)–Staffel (Pass N des Klewenstockes)–Emmetten. Die nordwestliche Grenze folgt der Mutterschwandenberg–Bürgenstockteildecke von Kerns über Stans nach Buochs und dem Vierwaldstättersee entlang nach Beckenried–Emmetten.

Topographisch kommt das Untersuchungsgebiet auf Blatt 245 Stans (Kartenzusammensetzung) 1:50000 der Landeskarte zur Darstellung. Für den westlichen Teil standen Blatt 1170 Alpnach 1:25000 und im Osten die Vergrösserung der nördlichen Hälfte von Normalblatt 491 Stans-E 1:50000 des gleichen Kartenwerkes zur Verfügung.

Für die geologische Kartierung konnte die photogrammetrische Neuaufnahme der Landestopographie im Maßstab 1:10000 verwendet werden. Auf der gleichen Basis ist auch der neue Übersichtsplan des Kantons Unterwalden erstellt. Von den in Betracht fallenden Blättern sind bis heute Blatt 3 Stans (erweitert), Blatt 5 Emmetten, Blatt 6 Wolfenschiessen, Blatt 7 Arvigrat und Blatt 8 Sarnen erhältlich.

Die Ortsangaben beziehen sich im allgemeinen auf Blatt 245 Stans.

GEOLOGISCHE GLIEDERUNG

Die Flyschunterlage der zentralschweizerischen Klippen Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp bildet die NE-Fortsetzung der Habkern–Schlierenmulde. In einer axialen Depression des Helvetikums sind hier Reste exotischer Schichtreihen, die vorgenannten Klippen, zwischen den liegenden Stirnfalten der Drusbergdecke im Süden und den steilstehenden Gewölben der Bürgenstockdecke im Norden erhalten geblieben (vgl. Tafel I). Im NE bei Emmetten und im SW bei Kerns streicht die Muldenzone über den auftauchenden Falten der Hauptdecke in die Luft.

Im Querprofil können wir von SSE nach NNW folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

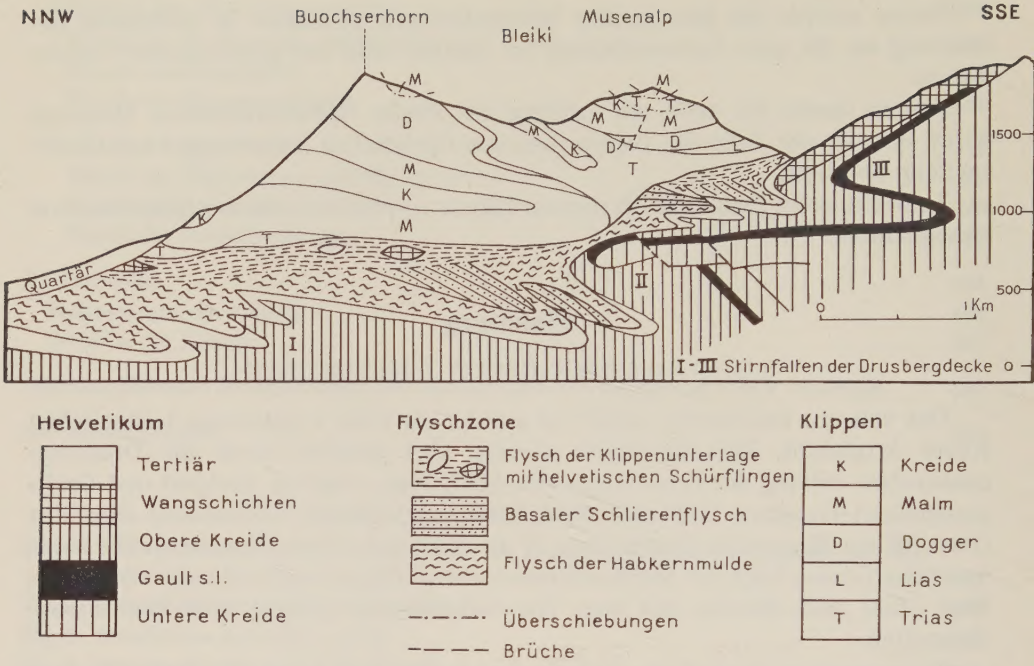


Fig. 1. Schematisches Übersichtsprofil durch die zentralschweizerischen Klippen und ihre Unterlage

1. Drusbergdecke, mit den 3 Stirnfalten:
   I. Seelisberg–Hohbruckgewölbe.
   II. Niederbauen–unteres Kernalpgewölbe.
   III. Oberbauen–oberes Kernalpgewölbe.
2. Flyschzone.
   Mit dem Helvetikum verfaltet und verschuppt:
   a) Flysch der Habkernmulde.
   b) Basaler Schlierenflysch.
   Mit den Klippen überschoben:
   c) Flysch der Klippenunterlage mit helvetischen Schürflingen.
3. Klippendecke.
   a) Im S zerbrochene Schollenkomplexe:
   Klewenstock–Musenalp–Arvigrat.
   b) Im N liegende Synklinalen:
   Klewenalp–Buochserhorn–Stanserhorn.

HISTORISCHE EINLEITUNG

Die Bedeutung der Flyschzone trat erst hervor, nachdem man die exotischen Schichtreihen der Zentralschweiz als schwimmende, wurzellose Massen erkannt hatte und eine neue Synthese über deren Herkunft und Platznahme geschaffen worden war. Trotzdem geben uns die vorher, in der zweiten Hälfte des letzten

Jahrhunderts entstandenen Arbeiten, vor allem die ausführlichen und exakten Beschreibungen KAUFMANNS, viele brauchbare Hinweise.

Die Einführung der Deckentheorie bedingte eine gründliche Revision des Gebietes. Diese erfolgte in den Jahren 1896–1912 durch A. BUXTORF, A. TOBLER et al. für die geologische Vierwaldstätterseekarte und die dazugehörenden Profile. Für uns ist diese Karte besonders wertvoll, weil sie als einzige umfassende Darstellung in grossem Maßstab schon alle wichtigen Flyschaufschlüsse zeigt. Die späteren Bearbeiter des Gebietes konzentrierten sich entweder auf die Klippen: P. CHRIST (1920) Stanserhorn–Arvigrat, H. KNECHT (1925) Buochserhorn–Musenalp und R. MÄRKY (1926) Klewenalp, oder auf das Helvetikum: H. J. FICHTER (1934) Bauen–Brisen.

In neuerer Zeit sind unsere Kenntnisse über den Flysch im allgemeinen, insbesondere über die zentralschweizerischen Flyschmassen, wesentlich gefördert worden. Wir erwähnen die grundlegenden Arbeiten von W. LEUPOLD (1942), L. VONDERSCHMITT & H. SCHAUB (1943), F. BENTZ (1948), P. SODER (1949), H. SCHAUB (1951a und b) und W. GIGON (1952). Basierend auf deren Ergebnissen konnte nun versucht werden, auch die schlechter aufgeschlossene und tektonisch gestörte Flyschunterlage der Klippen am Vierwaldstättersee zu gliedern.

Stirnregion der Drusbergdecke

Kreide und Tertiär im Süden unseres Arbeitsgebietes waren schon wiederholt Gegenstand eingehender Untersuchungen. Wir möchten vor allem auf FICHTERS Bearbeitung der Bauen–Brisenkette hinweisen. Neben den Profilen stand uns auch seine noch unveröffentlichte, detaillierte Originalkarte 1:25000 zur Verfügung. Für das Gebiet im Westen, südlich des Arvigrates, waren wir auf die Vierwaldstätterseekarte angewiesen. CHRIST hat allerdings auf seiner ebenfalls noch nicht erschienenen Originalkarte des Stanserhorns einige Änderungen angebracht. Eine erneute Revision wird durchgeführt im Hinblick auf den Druck des Blattes Alpnach des geologischen Atlas der Schweiz 1:25000. Zu Vergleichszwecken konnten wir uns auch auf die unmittelbar im W anschliessende Dissertation von BENTZ stützen.

Im Verlauf der Untersuchungen zu der vorliegenden Arbeit haben wir uns vorwiegend mit denjenigen kretazischen und tertiären Stufen der Drusbergdecke befasst, die in direktem Kontakt mit den überschobenen Flyschmassen stehen.

TEKTONISCHE ÜBERSICHT

In einer allgemeinen Übersicht möchten wir kurz die tektonische Einordnung der im nachfolgenden erwähnten Lokalitäten streifen. Wir bedienen uns dabei der Numerierung der helvetischen Deckfalten, wie sie erstmals in den Profilen der Vierwaldstätterseekarte verwendet und später von ARBENZ (1934), FICHTER und BENTZ weiter ausgebaut wurde. Die uns interessierende Besonderheit der Tektonik des Helvetikums liegt in der intensiven Verfaltung und Verschuppung seiner oberkretazisch-eozänen Mergelhülle mit dem überschobenen Flysch der Habkern–Schlierenzone. Wir werden später auf die Ursachen dieser Erscheinung zurückkommen. Da die vorwiegend weichen helvetischen Mergel- und Kalkserien auch

in sich selber bewegt worden sind, kann nirgends mit Sicherheit eine normale stratigraphische Aufeinanderfolge angenommen werden. Die Aufschlüsse wurden deshalb in erster Linie lithologisch und paläontologisch ausgewertet.

In Falte I ist die Oberkreide – meist nur Amdenermergel – intensiv mit dem Tertiär verschuppt. Im Lielibach bei Beckenried, im E des Gebietes (Fig. 2, p. 426) ist auch der Flysch mit einbezogen worden, wie im W in der Schuppenzone Sachseln–Kerns (F. Bentz, 1948).

Die Falte II besteht aus einer von Fichter beschriebenen Stirnschuppe und einer Schuppenzone auf dem Rücken der Falte. Bei Dallenwil, beidseits der Engelberger Aa, ist der normale Schrattenkalkschenkel der Stirnschuppe stark nach N vorgeschoben worden. Dabei wurden die darüberliegenden helvetischen Mergel tektonisch stark ausgedünnt, ebenso wurden Schichtpakete des Helvetikums in den Flysch verfrachtet (Fig. 5, p. 432). Die Schuppenzone auf dem Rücken der Falte ist im Bleikiwald (Fig. 3 und 4, p. 428-429) und im Flühligraben (Fig. 6, p. 434) angeschnitten. Diese tektonisch sehr komplexen Gebilde sind aus Teilen des Helvetikums und des überschobenen Flysches aufgebaut.

Die Stirn der Falte III ist im Eggwald mit dem Flysch verschuppt. Hier und südlich der Klewenalp treten zu den vorhin erwähnten Elementen auch die Wangschichten, über welchen an wenigen Stellen das transgressiv auflagernde Untereozän noch erhalten ist. Ebenfalls helvetisch sind die schon lange bekannten Wang- und Nummulitenkalkschürflinge in der Klippenunterlage SE und SW von Stans. Auf Grund von paläontologischen und lithologischen Vergleichen kann angenommen werden, dass sie von der Stirne der Falte III stammen.

Wir werden uns im folgenden bei der Besprechung der einzelnen Stufen an diese Reihenfolge der tektonischen Einheiten halten. Für die Einzelheiten der Profilabfolge verweisen wir auf die entsprechenden Figuren des Abschnittes II.

OBERE KREIDE

Wie eingangs erwähnt, behandeln wir nur die am Aufbau der Schuppenzonen beteiligten Kreidestufen der Drusbergdecke. Es betrifft dies die obere Kreide, die wir in Seewerschichten, Amdenerschichten und Wangschichten unterteilen. Einzig S der Musenalp bei Alp Ahorn liegt infolge Abschürfung der Oberkreide der Flysch direkt auf Brisibreccie (vgl. H. J. Fichter [1934], p. 119).

Seewerschichten

Der Seewerkalk, der in unserem Untersuchungsgebiet nur in der Falte II aufgeschlossen ist, zeigt die typische Ausbildung: cremefarbene bis grünlichgraue, dichte, dünnbankige Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen. Bei tektonischer Beanspruchung sind die Kalke von vielen, durch Calcit ausgeheilten Rissen durchsetzt. Die Mergel sind meist ausgewalzt und weisen zahlreiche glänzende Rutschharnische auf.

Die Basis des Seewerkalkes der Stirnschuppe ist im Buoholzbach, 500 m W Niederrickenbach, im sogenannten Kohlertobel, in einem Fenster aufgeschlossen (Fig. 5, p. 432). Die Kalke enthalten Glaukonit und gehen nach unten in Knollenschichten über. Wir fanden *Fissurinen, Globigerinen, Rotalipora cf. apen-*

ninica Renz und *Globotruncana cf. stephani* Gandolfi. Diese Fauna deutet auf mittleres, eventuell oberes Cénomanien.

Weiter bachabwärts ist ein von der Stirnschuppe abgetrenntes, überkipptes Paket aufgeschlossen (Fig. 5, p. 432). Über südfallenden, gestörten Amdenermergeln folgt mit scharfem Kontakt zerrütteter Seewerkalk. Im Dünnschliff stellten wir neben Fissurinen und Globigerinen auch Globotruncanen der *Lapparenti*-gruppe fest. Häufig sind auch Seeigelstacheln und Inoceramenprismen. Es handelt sich hier um den obersten, turon-senonen Teil des Seewerkalkes.

Im Bleikiwald (W-Hang des Kohltales) ist im ersten Bach der normalliegende Schenkel der Falte II aufgeschlossen (S-Ende der Geländekante Gorneren, Fig. 3 und 4, p. 428-429). Der Seewerkalk wird gegen oben dünnbankiger und geht in rund 2 m helle, grünlichgraue Seewerschiefer über, die sich ihrerseits ohne scharfe Grenze in die Amdenermergel fortsetzen. Die Basis ist durch Brüche abgeschnitten. In den unteren Partien der Kalke stellten wir eine reiche Fauna fest:

Fissurinen
Textulariden
Gümbeliniden
Globigeriniden
Rotalipora turonica Brotzen (= *Globotruncana alpina* Bolli)
Globotruncana stephani Gandolfi
Globotruncana stephani var. *turbinata* Reichel
Globotruncana cf. *renzi* Thalmann.

Nach H. Bolli (1944) und den neuesten Arbeiten von F. Dalbiez (1955) und R. Gandolfi (1955) ist diese Fauna charakteristisch für die Grenze Cénomanien-Turonien.

In den Seewerschiefern fanden wir neben kleinen Globigerinen und Gümbelinen nur nicht stufentypische Globotruncanen der *Lapparenti*gruppe.

Zusammenfassend stellen wir in Übereinstimmung mit Bolli fest, dass der Seewerkalk in der Falte II vom mittleren Cénomanien bis an die Grenze Turonien-Sénonien reicht und dass den geringmächtigen Seewermergeln wahrscheinlich untersenones Alter zukommt.

Amdenerschichten

Die feingeschichteten Amdenermergel treten als wesentlicher Bestandteil in den Schuppenzonen aller drei Falten auf. In ungestörter Lagerung sind ihre dunkle, lauchgraue Farbe und ihr matter Glanz charakteristisch. Sie sind in unserem Untersuchungsgebiet nie sichtbar sandig oder fleckig (im Gegensatz zu den helleren, gelblichen Stadschiefern). Häufig sind dünne Siltbänke eingelagert. Bei tektonischer Beanspruchung werden die Mergel dunkler und schiefriger, zeigen glänzende Rutschharnische und zahlreiche, durch Calcit ausgeheilte, feine Risse. Oft sind sie intensiv gefältelt und enthalten dann die zerbrochenen Siltbänke als linsenförmige Einschlüsse. Diese Ausbildungsart der Amdenerschichten kann bei oberflächlicher Betrachtung leicht als «Wildflysch» angesprochen werden.

Die Mergel sind recht fossilarm. Wir fanden nur vereinzelte Fissurinen, meist pyritisierte Globigerinen und zweikielige Globotruncanen. Die Siltbänke hingegen

zeigen eine reiche, wenn auch schwer bestimmbare Kleinforaminiferenfauna, vorwiegend *Textulariden*, *Lageniden*, *Heteroheliciden*, *Buliminiden*, *Cassiduliniden* und *Globigeriniden*. Sehr auffallend ist die schlierige Anordnung der Quarz- und Glaukonitkörner. Sie sind nicht gleichmässig verteilt, sondern zonenweise stärker angereichert. Damit unterscheiden sich die Silte auch in rekristallisiertem Zustand von den äusserlich ähnlichen Silten in den eozänen Globigerinenmergeln.

Die gleichförmige Ausbildung der Amdenerschichten in unserem Untersuchungsgebiet lässt keine Unterteilung zu. Bentz (1948) erwähnt aus der Gegend von Sachseln eine seltene, fleckige Varietät und stellt sie zu den Leibodenmergeln. Auch Fichter (1934) vermutet, dass wenigstens im Norden ein Äquivalent dieser Stufe vorhanden sei und beschreibt grünlichgraue Mergelkalkbänke aus dem unteren Teil der Serie. In einem Schliff vom Kritersbach (Hoberg) bestimmten wir:

Fissurinen
Textularia sp.
Gümbelina sp.
Globigerina div. sp.
Globigerinella sp.
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau
Globotruncana lapparenti coronata Bolli
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler
Globotruncana cf. *ventricosa* White.

Die Fauna, die ins untere Santonien zu stellen ist, bestätigt die Vermutung Fichters.

Wangschichten

Die Wangschichten treten nur im südlichsten Teil des Helvetikums auf, erstmals in der Mulde zwischen Falte II und III (Faulberg–Oberbauenalp). Infolge axialen Abtauchens verschwindet dieser Muldenzug am Heitiberg unter der Stirne der nächsthöheren Falte. Die Wangschichten sind hier sehr mächtig und ziehen gegen W bis zum Bärfallenpass, wo sie seitlich rasch auskeilen. Erst im Gummengrat setzen sie wieder ein und lassen sich über Eggalp, Gräfimattnollen bis zur Kernalp verfolgen.

Schon Fichter erklärte das vollständige Fehlen der Wangschichten zwischen dem Bärfallenpass und dem Tal der Engelberger Aa durch Abscherung. Das gleiche nimmt auch Bentz für das Gebiet zwischen Gräfimatt und Obstocken an. Für diese Annahmen sprechen die vielen Schürfpakete in der Unterlage der Klippen und des Schlierenflysches.

Die lithologische Ausbildung der Wangschichten ist schon von früheren Autoren ausführlich beschrieben worden: H. J. Fichter (1934), F. Zimmermann (1936) und F. Bentz (1948). Wir verweisen auf die detaillierte Unterteilung in der letztgenannten Arbeit. Mit Ausnahme des feinbrecciösen Kalkes fanden wir sämtliche lithologischen Typen auch in den Schürfpaketen, weitaus überwiegend aber total zerbrochene Kieselkalke mit stark geschieferten Mergel- und Mergelkalkzwischenlagen. Interessant ist nun, dass wir die genau gleiche Ausbildungsart, mit der für tektonische Beanspruchung charakteristischen schwarzen Farbe, auch in den ver-

schuppten Partien des Eggwaldgebietes gefunden haben. Wir betrachten dies als weiteres Indiz für die Herkunft der Schürflinge aus diesem Deckenteil.

Die starke Rekristallisation der Gesteine erschwert die Bestimmung der Kleinforaminiferen. Neben Spongiennadeln, Echinodermenresten und Inoceramenprismen stellten wir eine ähnliche Fauna fest, wie wir sie aus den Silten der Amdenermergel beschrieben haben. Besondere Beachtung verdienen die Globotruncanen:

Globotruncana arca Cushman (= *Glt. leupoldi* Bolli)
Globotruncana stuarti de Lapparent
Globotruncana cf. *caliciformis* de Lapparent

Diese Formen sind typisch für Maestrichtien. Daneben treten auch zweikielige Arten auf mit engen, hohen Kammern, die am besten mit *Globotruncana rugosa* Marie[1]) zu vergleichen sind. Häufig sind auch Rugoglobigerinen, deren oberflächliche Warzen und Leisten in einzelnen Schnitten Kiele vortäuschen können.

Im unteren Teil der Wangschichten tritt nesterweise eine grobsandige Varietät auf, die besonders reich an agglutinierten Formen ist. Aus einem Handstück von Büren (Büren an der Aa) aus der Institutssammlung (coll. et leg. W. Leupold) bestimmten wir im Schliff Lituoliden, Textulariden und Verneuliniden sowie grosse Lageniden. Am auffallendsten ist die stark sandige *Navarella joaquini* Ciry & Rat[2]).

TERTIÄR

Die normalen stratigraphischen Zusammenhänge im Helvetikum unseres Untersuchungsgebietes sind infolge tektonischer Durchbewegung stark gestört worden. Das gilt vor allem für die tertiären Gesteine. Um die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse rekonstruieren zu können, sind wir auf Vergleiche mit den bekannten, südlich anschliessenden Gebieten angewiesen. H. J. Fichter (1934) gliedert das Eozän der Bauen–Brisenkette von unten nach oben in:

Lutétien und Auversien:
- Assilinengrünsand (N) – Lithothamnienkalk (S)
- Oberer Grünsand (Nummulitengrünsand)
- Pectinitenschiefer
- Hohgantsandstein

Priabonien:
- Stadschiefer.

F. Bentz (1948) kommt für das auf Amdenermergel transgredierende Eozän des Sarnerseegebietes auf die gleiche Unterteilung[3]). Allerdings misst er den faciellen Unterschieden mehr Bedeutung zu und behandelt das auf Wangschichten trans-

[1]) Abgebildet in H. Hagn, 1953.

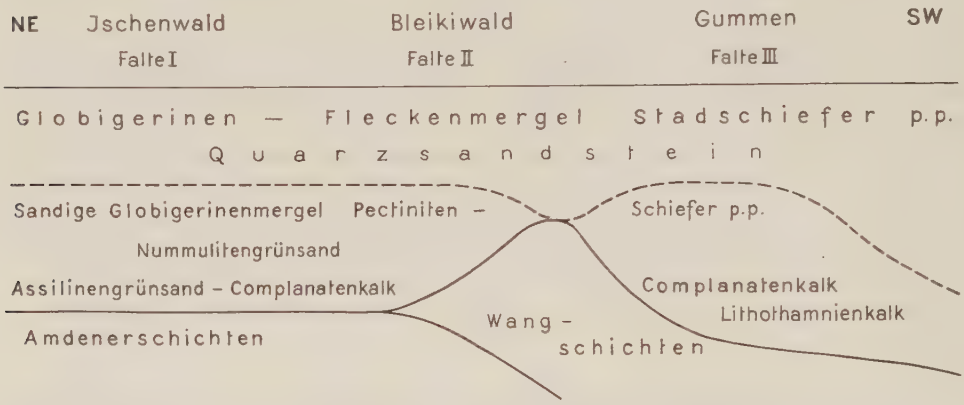
[2]) Diese Form wurde früher als *Lituola grandis* Reuss (= *Haplophragmium grande* Reuss) beschrieben: F. Zimmermann (1936), H. Bolli (1944). W. Maync (1954) konnte zeigen, dass sie in den meisten Fällen mit der von Ciry & Rat (1951) beschriebenen *Navarella joaquini* identisch ist.

[3]) Bentz verwendet die Bezeichnungen der von Leupold auf der Flyschtagung 1946 vorgeschlagenen Unterteilung des helvetischen Tertiärs. Siehe J. Cadisch (1953), Geologie der Schweizer Alpen, p. 160.

gredierende Eozän im SW seines Gebietes gesondert. Er trennt von unten nach oben in:

Lithothamnienkalk
Sandige Schiefer
Quarzsandstein
Globigerinen-Fleckenmergel.

Basierend auf diesen beiden Einteilungen und auf Grund eigener Beobachtungen kommen wir zu folgender Darstellung der Ausbildungsunterschiede in unserem Untersuchungsgebiet:



Im Eozän ist nur die Transgression des Quarzsandsteins angegeben.

Lithothamnienkalk

Als tiefstes Schichtglied der Eozänserie treten im Untersuchungsgebiet unter dem Complanatenkalk Lithothamnienkalke auf, und zwar in zwei tektonisch gesonderten Stellungen: im Schichtverband der Falte III und als Schuppen im Flysch der Klippenunterlage.

a) Schichtverband der Falte III

Im SW, auf dem Rücken von Falte III, transgrediert Lithothamnienkalk auf die Wangschichten. Seine Mächtigkeit variiert sehr stark. Am grössten ist sie am Gummengrat, wo die Dicke der in der Stirn der Falte verschuppten Platte bis zu 50 m beträgt. Im E und im W ist sie bedeutend geringmächtiger. Wir fanden östlich des Bärfallenpasses nur noch 5 m, und Bentz gibt für das Gebiet von Obstocken eine maximale Mächtigkeit von 12 m an. Auch in der lithologischen Ausbildung zeigen sich Unterschiede. Die Hauptmasse besteht aus hellem, dichtem Lithothamnienkalk. An der Basis ist er glaukonitreicher und als grauer Nummulitenkalk ausgebildet. Auch gegen oben führt er vermehrt Glaukonit und geht in Complanatenkalk über.

Die transgressive Auflagerung ist nur an zwei Stellen aufgeschlossen. Wir fanden ein Transgressionskonglomerat, das neben aufgearbeiteten Wangschichten auch grosse Lithothamnienknollen enthält. Da die graue, leicht spätige Grund-

masse der Nummulitenkalke äusserlich dem kieseligen Wangkalk sehr ähnlich ist, wird die Feststellung von J. Kaufmann (1886) und C. Moesch (1894), sie hätten in den Wangschichten oberkretazische Nummuliten gefunden, leicht verständlich. Im Anschliff ist die scharfe Grenze jedoch deutlich sichtbar. Neben den erwähnten Lithothamnien fanden wir Bryozoen und Ostracoden sowie eine reiche Foraminiferenfauna: Lageniden, Milioliden, Chapmanina, Gypsina, Rotalia, Nummuliten, Discocyclinen, Asterocyclinen und Aktinocyclinen.

Die Gliederung der Hauptmasse der hellen Lithothamnienkalke stösst auf Schwierigkeiten, da die glattgewaschenen, senkrechten Felswände im Eggwaldgebiet nicht durchgehend zugänglich sind. Zudem ist die schwach nach NE geneigte, durch Schuppung mehrmals repetierte Kalkplatte sehr stark verbrochen. Grosse Partien, vor allem die ganze, SE des Gummengrates liegende Masse, müssen als verstürzt angesehen werden. Bei der Auswertung der aufgesammelten Proben im Laboratorium zeigte sich, dass verschiedene Horizonte zu erkennen sind[4]).

Vorherrschend sind hellgraue, an Lithothamnien und Bryozoen reiche Nummulitenkalke, die nesterweise Alveolinen enthalten. Aus den unteren Partien der Riffe von Gummen und Wirzweli fanden wir an Grossforaminiferen:

Nummulites aff. *partschi tauricus* (de la Harpe) A-Form
Nummulites aff. *gallensis* Heim (? var. *minor* Leupold)
Nummulites cf. «*complanata* var. *minor*» Heim
Assilina aff. *spira*[5]) (=*A. granulosa* var. *major* Heim)
Assilina cf. *reicheli* Schaub
Discocyclina div. sp.
Asterocyclina sp.
Alveolina div. sp.

Die Durchsicht der Nummuliten und Assilinen verdanken wir H. Schaub. Da aus den dichten Kalken keine Formen isoliert werden konnten, waren wir auf Dünnschliffvergleiche angewiesen. Die altersmässige Einordnung dieser Fauna kann deshalb nur mit Vorbehalt erfolgen. Sie kann am besten mit derjenigen des oberen Teils der grauen Nummulitenkalke der N Einsiedlerriffe (Kalch–Steinbach) verglichen werden (W. Leupold et al. 1935). Wir stellen sie deshalb an die Grenze Yprésien-Lutétien. Nach einer freundlichen Mitteilung von L. Hottinger lassen sich auch die Alveolinen in diese Zone einordnen[6]). Wir können somit die von Tobler (1929) vorgenommene Einreihung ins Auversien nicht bestätigen.

An wenigen Stellen des Gummengrates ist in den obersten Partien ein glaukonitreicher Complanatenkalk aufgeschlossen. Gegen oben geht er in raschem Wechsel in sandige Schiefer über, die in ihrer Ausbildung den Pectinitenschiefern entsprechen. Wir können vorläufig noch nicht entscheiden, ob man deswegen annehmen muss, dass der unterlagernde Lithothamnienkalk, dessen Basis an der Ypré-

[4]) Neben eigenen Handstücken stand uns auch die Belegsammlung zu A. Tobler (1929) zur Verfügung. Wir verdanken dies dem freundlichen Entgegenkommen des Basler Naturhistorischen Museums.

[5]) Vgl. H. Schaub, 1955.

[6]) L. Hottinger bearbeitet zur Zeit die tertiären Alveolinen und revidiert dabei auch die schweizerischen Faunen. In diesem Zusammenhang werden auch die Alveolinen unseres Gebietes näher untersucht und nach Möglichkeit bestimmt werden.

sien-Lutétien-Grenze, möglicherweise sogar noch etwas tiefer liegt, durchgehend bis ins mittlere Lutétien reicht.

b) Schürflinge in der Klippenunterlage

Die helvetischen Wang- und Nummulitenkalkschürflinge im Flysch der Klippenunterlage SW und SE von Stans waren schon Tobler bekannt[7]). Er erklärte sie als abgescherte Pakete aus dem Gummengebiet, gestützt auf entsprechende Alveolinenfunde an beiden Orten. Später wurde wiederholt auf die auffallende lithologische Übereinstimmung der helvetischen Schürflinge im subalpinen Flysch und unter dem Schlierenflysch mit den Vorkommen von Stans hingewiesen (vgl. H. Haus, 1937, und W. Leupold, 1942). Uns beschäftigte vor allem die Frage, ob die Nummulitenkalke von Stans wirklich mit denjenigen von Gummen identisch sind. Das zweite Problem, die Parallelisierung der Schürflinge am Alpenrand, kann möglicherweise bei der Revision der Alveolinen gelöst werden.

Auf Grund übereinstimmender Nummuliten und Alveolinenfunde kommen wir zu einer Bestätigung der Ansicht Toblers. Die Herkunft der Schürflinge aus der Stirn der Falte III kann für unser Gebiet als gesichert angesehen werden.

Assilinengrünsand-Complanatenkalk

Der Assilinengrünsand geht gegen S durch Glaukonitabnahme in den Complanatenkalk über (Schuppen im Bleikiwald). Der typische hell- bis dunkelgrüne Glaukonitsandstein mit Assilinen tritt nur im N auf. Im Ischenwald ist die rund 5 m mächtige Bank mehrfach verschuppt. In isolierten Vorkommen ist sie nur durch ihren Reichtum an Grossforaminiferen (an der Oberfläche meist löcherig herausgewittert) von transgressiv überlagerndem Nummulitengrünsand zu unterscheiden[8]). Wir fanden:

Assilina exponens Sowerby
Discocyclina discus Rütimeyer
Kleine Nummuliten und Discocyclinen

Der typische Complanatenkalk transgrediert am Heitiberg auf Wangschichten und ist nur an der Basis stärker glaukonitisch. Er enthält:

Nummulites millecaput Boubée (*N.* «*complanatus*» auctorum)
Nummulites cf. *uranensis* de la Harpe
Assilina exponens Sowerby
Kleine Nummuliten und Discocyclinen.

Nummulitengrünsand (= unterer Grünsand des Oberlutétien Leupold)

Über Assilinengrünsand und Complanatenkalk folgt mit deutlicher Grenze der meist dunklere und dichtere Nummulitengrünsand. Er ist häufig als hellpunktierter Hakengrünsand im Sinne Kaufmanns (1872) ausgebildet und ist bedeutend fossilärmer. Aus der Basis bestimmten wir:

[7]) A. Tobler entdeckte 1929 die Schürflinge von Geren bei Stans. In der älteren Literatur werden die beiden wichtigsten Aufschlüsse als Gütsch ob Gören und Gisi bei Gören angeführt.

[8]) Die Abtrennung der beiden Grünsandbänke erfolgte in Anlehnung an Fichter (1934).

Nummulites millecaput Boubée
Assilina exponens Sowerby
Discocyclina discus Rütimeyer
Kleine Discocyclinen und grosse Lageniden.

Sandige Globigerinenmergel (Pectinitenschiefer p.p.)

Die braungrauen, sandigen, glimmer- und glaukonithaltigen Globigerinenmergel treten im ganzen Untersuchungsgebiet auf. Im N gehen sie nach oben aus den Nummulitengrünsanden hervor und zeichnen sich in ihrer Basis durch besonders grosse Glaukonitkörper aus (max. Korngrösse 0,9 mm; vgl. H. J. Fichter [1934], p. 91). In den oberen Partien enthalten sie oft Silt- und Quarzsandsteinbänke. Wir konnten ihre ursprüngliche Mächtigkeit nirgends mit Sicherheit feststellen. Fichter gibt für Falte I und II rund 5 m an.

Im Süden, im Bereich der Falte III, bilden die sandigen Schiefer oft nur noch eine dünne Übergangszone zwischen glaukonitreichem Complanatenkalk und hangendem Quarzsandstein.

Nur im Norden (Falte I und II) beobachteten wir an der Basis vereinzelte Pectiniden und Austern (*Ostrea cariosa* Deshayes), so dass hier die Bezeichnung Pectinitenschiefer berechtigt ist. Neben den immer häufigen Globigerinen treten in den Mergeln Textulariden, Milioliden, Lageniden, Heteroheliciden, Buliminiden und Anomaliniden auf sowie an Grossformen: Nummuliten, Operculinen, Discocyclinen und Aktinocyclinen. Der Fossilinhalt der Quarzsandstein- und Siltbänke ist infolge Rekristallisation meist unbestimmbar geworden.

Quarzsandstein

Auch der hellgraue Quarzsandstein ist in allen drei Falten vertreten. Seine Mächtigkeit nimmt gegen S von 5 m bis auf 60 cm ab. Im allgemeinen liegt er konkordant auf den sandigen Globigerinenmergeln, an einzelnen Stellen des Gummengrates und im oberen Lielibach transgrediert er direkt auf Lithothamnienkalke. Bei Alp Staffel schneidet er sogar bis auf die Wangschichten hinunter. Auffallend sind dort die grossen Quarzkörner der Grundmasse des Transgressionskonglomerates und die darin aufgearbeiteten Pectinitenschiefer. Wir fanden eine ähnliche Fauna, wie wir sie aus den sandigen Schiefern beschrieben haben. Meistens ist jedoch der Erhaltungszustand derart schlecht, dass eine Bestimmung nicht mehr möglich ist.

Globigerinen-Fleckenmergel (Stadschiefer p.p.)

In früheren Publikationen werden die Stadschiefer der nördlichen Region (Falte I und II) als helle, glimmerführende, tonige oder schwach sandige Mergel bezeichnet und als völlig steril angesehen (H. J. Fichter, 1934, und F. Bentz, 1948). Der zweitgenannte Autor beschreibt aus der südlichen Falte IIa fleckige Globigerinenmergel. H. Bolli (1950) konnte aus den Mergeln der Typlokalität Alpnachstad eine reiche, rund 30 Arten umfassende Fauna isolieren und bestim-

men und damit die typischen Stadschiefer einer bestimmten Zone zuordnen[9]). Seine zum Ausschlämmen der Foraminiferen beschriebene Methode hat in den durch tektonische Beanspruchung gepressten und geschieferten Mergeln unseres Untersuchungsgebietes nicht zum gewünschten Erfolg geführt. Wir waren weiterhin auf Dünnschliffvergleiche angewiesen und sind uns dabei bewusst, dass wir auf diese Weise nicht die ganze Fauna erfassen konnten.

In unserem Untersuchungsgebiet lassen sich drei verschiedene Ausbildungsarten unterscheiden:

a) Hellgraue, tonige, dichte Mergel, völlig steril. Wir fanden sie im Ischenwald und im Bleikiwald, wo wir auch Übergänge zu der globigerinenführenden Varietät b) beobachten konnten.

b) Hellgraue, fleckige Globigerinenmergel, auf der angewitterten Oberfläche dunkel punktiert. Sie sind oft feinsandig und immer glimmerführend. Sie enthalten häufig graue, pyrithaltige Siltbänke und seltener dünne, grünlichgraue, feingeschichtete, glaukonitische Sandsteinzwischenlagen.

c) Graubraune, feinsandige, glimmerführende, fleckige Globigerinenmergel mit grauen Siltbänken. Sie können am besten mit den Schiefern der Typlokalität Alpnachstad verglichen werden.

Eine Lagerungsfolge der drei Ausbildungsarten konnte nicht festgestellt werden. Die Varietäten b) und c) treten in allen drei Falten auf und sind meist miteinander verschuppt. Sie zeigen im Gegensatz zu a) immer eine reiche Foraminiferenfauna. In den Mergeln fanden wir neben Textulariden, Milioliden, Lageniden, Heteroheliciden, Buliminiden und Anomaliniden:

Globigerina div. sp.
Globigerinoides mexicana Cushman
Globigerinella sp.
Globorotalia cf. *centralis* Cushman & Bermudez
Globorotalia cf. *crassata* (Cushman)
Globorotalia cf. *cocoaensis* Cushman
Globorotalia sp.

Die Silt- und Sandsteinbänke enthalten auch häufig Discocyclinen. Als besonders fossilreich erwiesen sich die dünnen Sandsteinbänke, die vor allem im Bleikiwald zu beobachten sind. Neben den oben erwähnten Formen stellten wir fest:

Lithothamnium
Dentalium
Asterigerina sp.
Amphistegina sp.
Anomalina sp.
Cibicides sp.
Operculina sp.
Discocyclina cf. *sella* (D'Archiac)
Discocyclina cf. *augustae* Van der Weijden
Discocyclina cf. *varians* (Kaufmann)
Asterocyclinen und Aktinocyclinen.

[9]) Bolli vergleicht mit amerikanischen Faunen und schlägt als neue Bezeichnung vor: Stadschiefer, Bulimina-jacksonensis-Zone.

Diese Formengemeinschaft ist am besten mit obereozänen Faunen vergleichbar (siehe F. Bentz, 1948, M. Furrer, 1949, J. Schweighauser, 1953). Wir stellen sie deshalb ebenfalls ins Priabonien.

Zusammenfassende Betrachtungen

Bei der vorangegangenen Beschreibung des helvetischen Tertiärs haben wir gesehen, dass mit Ausnahme der Globigerinen-Fleckenmergel sämtliche unterscheidbaren Stufen auf die kretazische Unterlage transgredieren. Wir wollen im folgenden die Gründe erörtern, die zu dieser Entwicklung geführt haben.

In verschiedenen Arbeiten hat W. Leupold darauf hingewiesen, dass im helvetischen Tertiär von N nach S immer ältere Schichtglieder zur Ablagerung gelangt sind (W. Leupold, 1935, 1942). Sein Schüler J. Schumacher (1948) hat seine Zonengliederung weiter ausgebaut. Wir können daraus entnehmen, dass die Grünsande von Falte I und II der Zone des transgredierenden Unterlutétien angehören und dass in der südlich anschliessenden Mulde die Galensisschichten des Basalen Lutétien zu erwarten wären (analog den Gebieten E des Urnersees). Statt dessen transgredieren am Heitiberg Complanatenkalke des Mittellutétien. Bei Alp Staffel schneidet sogar der Quarzsandstein auf die Wangschichten hinunter. Schumacher führt dies auf eine von Fichter entdeckte Schwelle zurück. Er sieht darin die östliche Fortsetzung des von Leupold aus dem Ultrahelvetikum des Berner Oberlandes beschriebenen geantiklinalen Rückens.

Weiter südlich, im Rücken von Falte III, finden wir Lithothamnienkalke. Sie wurden von Leupold (1942) als die südliche Facies der Complanatenkalke bezeichnet. Am Gummengrat, dem südlichsten in unserem Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Deckenteil, erreicht der Lithothamnienkalk seine grösste vertikale Ausdehnung. In der östlichen und westlichen Fortsetzung nimmt seine Mächtigkeit rasch ab. Im oberen Lielibach und SW von Giswil wird er seitlich durch den transgredierenden Quarzsandstein abgeschnitten (vgl. L. Vonderschmitt, 1923, und W. Leupold, 1942).

Wir dürfen annehmen, dass der Lithothamnienkalk das Basale und möglicherweise auch das untere Lutétien repräsentiert. Wir betrachten ihn als südliche, glaukonitarme Ausbildungsart der entsprechenden gleichaltrigen Gallensishorizonte, in der gleichen Art, wie dies Fichter für den überlagernden Complanatenkalk gezeigt hat. Leupold führt den geringen Glaukonitgehalt ebenfalls auf die oben erwähnte Schwelle zurück.

Wir sehen also, dass wir trotz lokaler Schwellenbildung gegen S wiederum ältere Eozänstufen finden. Das steht scheinbar im Widerspruch zu den Beobachtungen von F. Bentz bei Obstocken und D. Staeger (1944) am Wilerhorn, wonach die älteren Horizonte gegen SW sukzessive auskeilen und immer jüngere Schichtglieder auf die Wangschichten transgredieren (vgl. die Zusammenstellung in W. Leupold, 1942, p. 283). Auch in unserem Untersuchungsgebiet fanden wir, wenn auch in geringerem Masse, die gleichen Erscheinungen. Aus aufgearbeiteten Pectinitenschiefern im Transgressionskonglomerat des Quarzsandsteins bei Alp Staffel können wir schliessen, dass die tiefern Horizonte ursprünglich abgelagert worden sind und erst nachträglich erodiert wurden. Das Fehlen weiterer Beweise müssen wir auf die extrem schlechten Aufschlussbedingungen zurückführen.

Gemessen am Ausmass der Transgressionen müssen wir für das Helvetikum verschiedene, kräftige eozäne Bewegungen annehmen. Wir werden später nochmals darauf zu sprechen kommen.

Flyschzone

GLIEDERUNG DER FLYSCHZONE

Aus der umfangreichen Geschichte der Erforschung der zentralschweizerischen Flyschmassen, vor allem der Habkern–Schlierenmulde, greifen wir nur die letzten, für unser Gebiet wichtigen Abschnitte heraus. Im übrigen verweisen wir auf die ausführliche Darstellung des gesamten Fragenkomplexes durch P. Soder (1949, p. 69ff.).

In älteren Arbeiten wurde durchwegs die Ansicht vertreten, die Gesteine der Habkern–Schlierenmulde bildeten eine durchgehende Serie aus den turonen Leimernkalken in die eozänen Schlierensandsteine. Bei einem neuen Versuch, die Flyschmassen zu gliedern, trennte W. Leupold (1942) den Wildflysch als besonderes tektonisches Stockwerk vom hangenden Schlierenflysch ab, ohne jedoch Fossilbelege für die Altersstellung zu geben. Wenig später gelang es L. Vonderschmitt und H. Schaub (1943) in der Schlattrübi bei Alpnach die Abtrennung definitiv nachzuweisen. Sie konnten sich dabei auf Beobachtungen von A. Buxtorf (1943) stützen, der im Schlierli bei Alpnach ein Transgressionskonglomerat von priabonen Schiefern auf oberkretazische Leimernschichten gefunden hatte. Sie konnten ferner zeigen, dass ein Teil des als Einheit aufgefassten Wildflysches gestörter Basaler Schlierenflysch ist und somit einer höheren tektonischen Abteilung angehört.

Der Schlierenflysch konnte lithologisch und paläontologisch unterteilt werden[10]). Die Serie beginnt im Normalprofil der Grossen Schlieren mit plattigen Sandstein- und Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen. Die darin enthaltenen Globotruncanen und Miscellaneen weisen auf oberste Kreide. Der nächste Abschnitt, eine kompakte Sandsteinserie (Gubersandstein), ist durch das Auftreten von *Discocyclina seunesi* Douvillé als Paleozän definiert. Darüber folgt eine gleichmässige Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln (Schonisandstein) mit radiaten Nummuliten. Im obersten Teil überwiegen wiederum die Mergel (oberer Schlierensandstein). Hier treten erstmals granulierte Nummuliten auf. Die beiden letzten Abschnitte werden auf Grund ihrer Fauna ins Yprésien gestellt. Während die Fortsetzung nach oben fehlt, sind an anderen Orten (Sattelpass, Rothbach) noch tiefere, dem Maestrichtien zuzuordnende Flyschvorkommen aufgeschlossen.

Unter der Aufschiebungsfläche des Schlierenflysches liegt eine obereozäne Wildflyschserie, die lithologisch ebenfalls weitergegliedert werden konnte. Der obere Teil besteht aus graubraunen Globigerinenmergeln mit Quarzit- und Lithothamnienkalklinsen. Im mittleren Abschnitt treten graue, glimmerhaltige Mergel mit Sandsteinbänken auf. Darunter folgt der eigentliche, typische Wildflysch mit

[10]) Zur Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysch vgl. H. Schaub, 1951a und b, sowie L. Vonderschmitt und H. Schaub, 1943 und 1951.

Leimerneinschlüssen. Der Kontakt mit den unterlagernden helvetischen Stadschiefern ist hier nicht aufgeschlossen.

Zu einer ähnlichen Gliederung kam F. Bentz (1948) für die Sachsler Flyschmulde. Er unterscheidet Wildflysch im Liegenden, Sandsteine und Fleckenmergel im Hangenden.

In der Folge wurde die obereozäne Flyschserie von P. Soder (1949) und W. Gigon (1952) als Habkernzone bezeichnet. Im Gegensatz zu den besprochenen Obwaldner Vorkommen, bildet der Wildflysch zwischen Sörenberg und Habkern als oberste Abteilung die Unterlage des Schlierenflysches, während die stadschieferähnlichen Globigerinenmergel direkt auf das Eozän der Randkette überschoben sind.

Ein drittes Wildflyschstockwerk «auf dem Rücken der Schlierenserie, verfaltet und verschuppt mit den Klippen», hatte L. Vonderschmitt schon 1923 erwähnt und dabei auf die nahe Verwandtschaft mit dem obereozänen Flysch der Habkernzone hingewiesen. Nach seinen Ausführungen an der Flyschtagung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1946 ergab sich folgende Gliederung der zentralschweizerischen Flyschmassen:

3. Wildflysch, überschoben mit den Klippen,
2. Schlierenflysch,
1. Wildflysch der Habkernzone.

Es war Teil unserer Aufgabe, zu prüfen, ob diese Gliederung in der Unterlage der Klippen am Vierwaldstättersee ebenfalls vorhanden sei. Wie wir einleitend dargelegt haben, war die trennende Flyschzone für die Bearbeiter der Klippen und des Helvetikums nur ein Randgebiet, dem sie wenig Beachtung schenkten. Dem entsprechend beschränkten sich die Angaben auf allgemeine, lithologische Beschreibungen der auffallendsten Vorkommen, die alle als Wildflysch angesehen wurden. Einzig R. Märky (1926) schied den Aufschluss Möosli im Lielibach (Fig. 2, p. 426) als Niesenflysch aus. Von allen Autoren wurde auf die hauptsächlich tektonisch bedingten Schwierigkeiten hingewiesen. Die vorwiegend weiche, topographisch durch steile Sumpfwiesen ausgezeichnete Flyschzone, ist nur schlecht aufgeschlossen. Neben der Vegetationsdecke verhindern die gewaltigen Bergsturz- und Gehängeschuttmassen längs der Klippenbasis den Zugang zum anstehenden Gestein. Die stratigraphische Interpretation der vorhandenen Aufschlüsse ist infolge intensiver Verschuppung der Flyschzone mit dem unterlagernden Helvetikum oft ungewiss, vor allem wenn durch tektonische Beanspruchung der Charakter der Gesteinsserie verändert wurde.

In diesem Zusammenhang einige Bemerkungen zum Begriff Wildflysch. F. J. Kaufmann führte in 1886 ein für:

«dunkelgraue bis schwarze, weiche glänzende Schiefer, oft krummschalig und voll gestreifftter Reibungsspiegel, wechseln mit Sandsteinen (gewöhnlich Macigno), zuweilen auch Konglomerat. Nicht selten sind Stadschiefer, Fucoidenschiefer und leimernartige Schiefer eingelagert, auch grünsandige Nummulitenkalke, Granitbreccien usw. Die Schichten sind häufig und in merkwürdigster Weise gefältelt, geknickt und zerissen, die Sandsteine quergespalten, die Stücke auseinander gezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt.»

Wir haben bei der Besprechung der Amdenerschichten darauf hingewiesen, dass sie in gestörtem Zustand Wildflysch ähnlich aussehen können. Vermehrt ist dies

bei tektonisch beanspruchtem Flysch der beiden höheren Stockwerke (Schlierenflysch und Flysch der Klippenunterlage) der Fall, weil diese dem Wildflysch faciell sehr nahe stehen. Da die spärliche Foraminiferenfauna der vorwiegend klastischen Bestandteile aller drei Flyscharten durch Rekristallisation oft verwischt wurde, ist eine paläontologische Abtrennung vielfach nicht mehr möglich. Ein sicheres Indiz für Wildflysch ist das Auftreten exotischer Einschlüsse. Ihr Fehlen darf aber nicht als Gegenbeweis gewertet werden, da nach unseren Beobachtungen im Untersuchungsgebiet die fremden Komponenten im Wildflysch (besonders der Habkerngranit) eher selten sind.

Die in KAUFMANNS Definition enthaltene Mischung von tektonischen und faciellen Merkmalen kann also leicht zu Verwirrungen Anlass geben. J. CADISCH (1953) schlägt deshalb eine neue Fassung des Begriffes vor und betrachtet den Wildflysch als:

«kretazisch bis tertiäre Gesteinsvergesellschaftung orogener Facies, die aus einem mergelig bis tonigen Grundgestein besteht, welchem meist Bänke kalkigen, sandigen oder quarzitischen Materiales sowie Gerölle aller Art eingelagert sind.»

Nach dieser Auffassung wäre die gesamte Habkernzone als Wildflysch zu bezeichnen. Im Gegensatz dazu rechnen F. BENTZ (1948) und W. GIGON (1952) nur die dunklen und gequälten Schiefer mit verschiedenartigen Einschlüssen zum Wildflysch s. str. Der komplexen Lagerungsverhältnisse wegen konnten wir die Unterteilung der Habkernzone in unserem Untersuchungsgebiet nicht durchführen. Um nun nicht immer vom Flysch der Habkernzone im allgemeinen reden zu müssen, ziehen wir vorläufig die Bezeichnung Wildflysch vor.

Für uns ergibt sich somit folgende Gliederung der Flyschzone zwischen Helvetikum und Klippendecke:

3. Flysch der Klippenunterlage,
2. Basaler Schlierenflysch,
1. Flysch der Habkernzone (Wildflysch s. l.).

An Hand einiger Profile und Detailkarten zeigen wir zuerst die Verbreitung und den Aufbau der verschuppten Flyschzone und besprechen anschliessend die lithologische Zusammensetzung der drei unterscheidbaren Flyschstufen. In einem dritten Kapitel wird die tektonische Stellung dieser Einheiten diskutiert.

VERBREITUNG UND AUFBAU

Bei der nachfolgenden Beschreibung der Verbreitung und des Aufbaues der Flyschzone halten wir uns ebenfalls an die Reihenfolge der für das Helvetikum gegebenen tektonischen Übersicht (vgl. p. 411–412), d.h. wir gehen von N nach S, von den tieferen in die höheren Falten. Wie aus der tektonischen Karte (Tafel I) ersichtlich ist, ergibt sich daraus auch eine Abfolge von NE nach SW.

Wir beginnen im Lielibach (Fig. 2, p. 426) in der verschuppten Stirn der Falte I. Die Schuppenzone der Falte II ist am schönsten im Bleikiwald (Fig. 3 und 4, p. 428–429) aufgeschlossen. Im Buoholzbachgebiet (Fig. 5, p. 432) und im unteren Steinibach-Flühligraben (Fig. 6, p. 434) macht sich der Einfluss der helvetischen Stirnschuppe auf die Flyschzone bemerkbar. Dazwischen erwähnen wir kurz die tektonisch höhergelegenen Vorkommen zwischen Staffel und Bär-

fallen. Eingehender wird die Schuppenzone in der Stirn und auf dem Rücken von Falte III im Eggwaldgebiet und im oberen Steinibach (Fig. 7, p. 435) beschrieben. Anschliessend werden die Aufschlüsse an der Klippenbasis SE und SW von Stans behandelt.

Einleitend haben wir dargelegt, dass in unserem Untersuchungsgebiet drei Flyscheinheiten unterschieden werden können. Die beiden unteren, der obereozäne Wildflysch der Habkernzone und der Basale Schlierenflysch sind mit dem Helvetikum verfaltet und verschuppt. Die oberste Abteilung, der ebenfalls obereozäne Flysch der Klippenunterlage, liegt diskordant darüber. Sie ist mit den Klippen aufgeschoben worden. Für alle lithologischen und paläontologischen Einzelheiten verweisen wir auf die entsprechenden Kapitel im folgenden Abschnitt (Lithologie und Mikropaläontologie).

Lielibach bei Beckenried (Falte I)

Die intensive Verschuppung des Helvetikums mit der überschobenen Flyschzone ist in der tiefen, jungen Erosionsschlucht des Lielibaches oberhalb Beckenried besonders schön sichtbar. Vor allem die steilen, stark versackten Bachhänge zeigen zahlreiche Aufschlüsse in Anrissen und Runsen. Um das Nachrutschen der Seitenwände und die damit verbundene gewaltige Geröllschüttung des Baches zu unterbinden, wurde die Sohle auf weite Strecken treppenförmig verbaut. Die noch offenen Partien sind meist nicht zugänglich.

Der untere Teil des Baches (bis zum Wasserfall K. 620, rechts aussen in Fig. 2) wird von der westlichen Fortsetzung der von Fichter beschriebenen helvetischen Schuppenzone des Ischenwaldes gebildet. Es handelt sich um eozäne Globigerinenmergel mit repetierten Grünsand- und Quarzsandsteinbänken.

Im anschliessenden Profilabschnitt treten starke Hangversackungen auf, die aber nicht zu einem Zerfall der Schichtserien geführt haben, sondern uns erlauben, das in Figur 2 gegebene Profil aufzunehmen. Die einzelnen Bachrunsen (mit a–h bezeichnet) zeigen durchweg analogen Aufbau, nur sind die verschiedenen Horizonte durch die erwähnten Sackungen im Schichtverband gegeneinander verstellt worden. Wir verzichten deshalb auf Profilbeschreibungen und besprechen die stratigraphischen Einheiten gesondert.

1. Amdenerschichten: Sie treten in mehreren, verschieden mächtigen Schuppen auf. Die grauen, feingeschichteten Mergel sind im allgemeinen ruhig gelagert. In Störungszonen zeigen sie intensive Fältelung. Die eingelagerten Siltbänke wurden dabei zerbrochen, teilweise brecciert und vereinzelt zu Ölquarziten umgeprägt.

2. Eozäne Globigerinenmergel: In unserer Darstellung umfassen sie Stadschiefer p.p. und Pectinitenschiefer p.p.

In den Runsen d–f handelt es sich um hellgraue, fleckige Mergel, vergleichbar den Stadschiefern. In der Bachsohle zwischen g und h treten daneben auch stärker sand- und glaukonithaltige Mergel auf, die als Pectinitenschiefer bezeichnet werden können. Ebenso fanden wir in diesem Aufschluss mehrere mitgerissene Bänke von Grünsanden und Quarzsandsteinen.

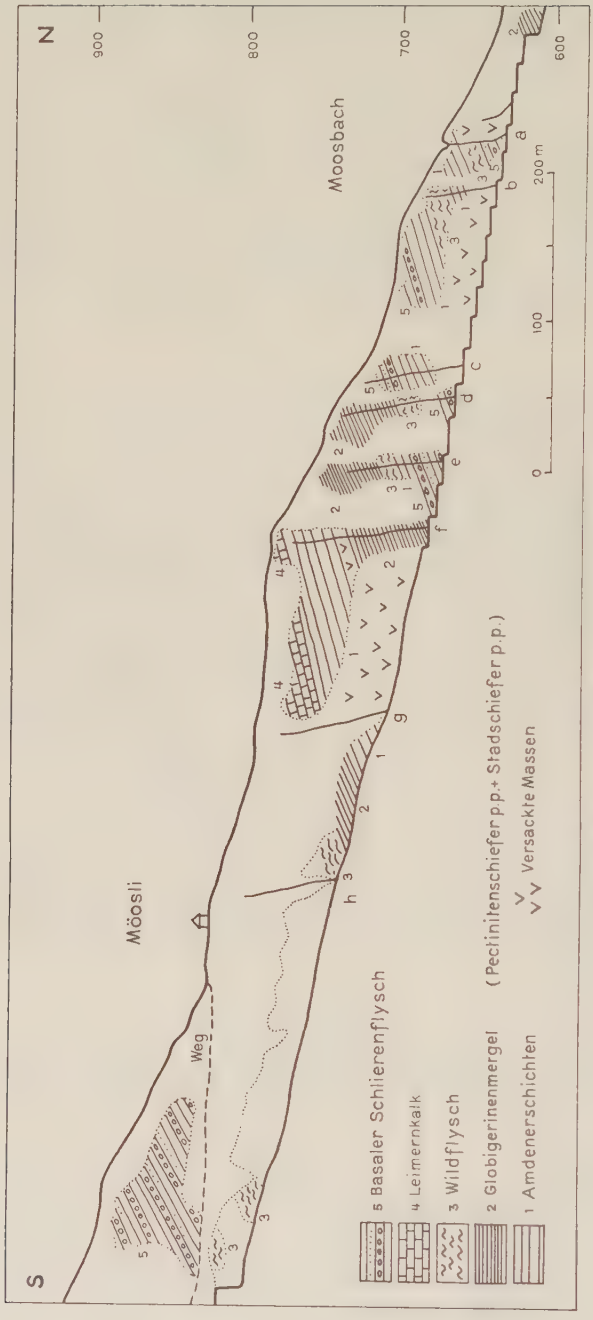


Fig. 2. Detailprofil des unteren Lielibaches

3. Wildflysch: Hellgraue, braune und grünliche, sandige Mergel, verfaltet und verknetet mit schwarzen, glänzenden Schiefern. Darin enthalten sind Phacoide von grünlichen polygenen Konglomeraten in grauen, quarzreichen Sandstein übergehend, ferner glimmerhaltige Silte, fettig glänzende Ölquarzite, graubraune, umkristallisierte Kalke und grünliche Leimernkalke.

4. Im breiten Hanganriss zwischen f und g folgen Leimernkalke, die hier bis 20 m mächtig werden und deshalb gesondert eingezeichnet wurden. Sie stehen nirgends im Kontakt mit dem Flysch, dürften aber, wie die kleineren Vorkommen von Leimern, zum Wildflysch gehören.

Die Kalke sind an der Basis stark calcitisiert und mit den unterlagernden Amdenermergeln verknetet. Die Fortsetzung nach oben ist durch Moränenschutt bedeckt. Ein analoges Vorkommen fanden wir auch im Bleikiwald (vgl. Profil 2, Nr. 8, p. 430).

5. Basaler Schlierenflysch: Wir fanden ihn in zwei verschiedenen Schuppen. Die unteren Aufschlüsse in den Runsen b bis e zeigen starke tektonische Beanspruchung. Die dunkelgrauen bis schwarzen Mergel sind geschiefert und enthalten verfaltete Bänke von polygenen Breccien und feinspätigen Kalken, ebenso Phacoide der gleichen Gesteine. Diese Ausbildungsart kann oft nicht scharf vom Wildflysch abgetrennt werden.

Das obere Vorkommen ist erreichbar auf dem Weg, der von der Scheune Möosli ins Lielibachtobel führt. In einer rund 50 m hohen Felswand ist hier eine verkehrt gelagerte Serie aufgeschlossen. Schlecht sortierte polygene Breccien und Konglomerate mit bis zu faustgrossen Geröllen an der Basis, gehen in raschem Wechsel in glimmerhaltige, graue Sandsteine und Silte über. Die Zyklen werden meist durch hellgraue Fucoidenschiefer abgeschlossen, seltener beobachteten wir graue, dichte Kalke, die als Albarese zu bezeichnen sind. Die klastischen Komponenten bilden ein buntes Gemisch, bestehend aus dichten hellen und dunkleren spätigen Kalken, orangegelb verwitterten Dolomiten, Ölquarziten, Hornsteinen, Graniten und kristallinen Schiefern.

Dem Weg folgend, fanden wir die gleiche Serie in normaler Lagerung auf K. 890 und K. 900 (Brücke über den Bach) in kleinen, isolierten Aufschlüssen.

Bleikiwald S Emmetten (Falte II)

Am schönsten aufgeschlossen ist die komplizierte Auflagerung des Flysches auf das Helvetikum im W-Hang des oberen Kohltales. Das Gebiet ist dargestellt auf Figur 3 und 4. Die Bachprofile laufen E–W im generellen Streichen des Helvetikums. Da die Verschuppung von S nach N erfolgte, sind die Schuppen im Streichen geschnitten, sie liegen übereinander.

Im N (W von Gorneren) steht in mehreren kleinen Bächen normalgelagerter Basaler Schlierenflysch an, in der gleichen Ausbildung wie bei Möosli im Lielibach (vgl. p. 427). Im Gegensatz zu jenen Vorkommen liegt er hier direkt auf stark ausgewalzten eozänen Globigerinenmergeln. Weiter im S, in den Bächen des Bleikiwaldes (Fig. 4, Profile 1–3), wird der Basale Schlierenflysch nicht mehr angetroffen. Wir vermuten, dass die Schuppe in dieser Richtung auskeilt.

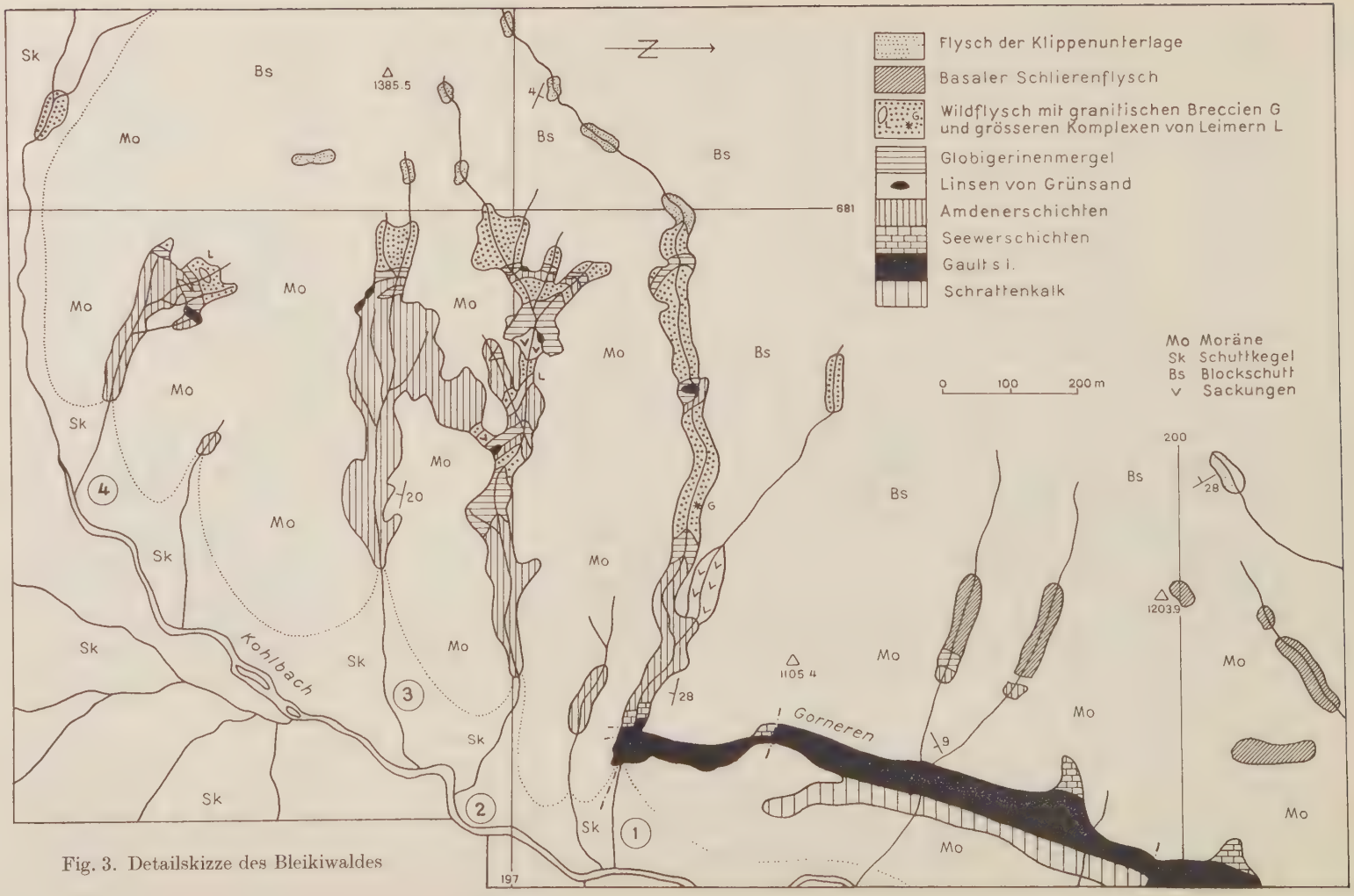
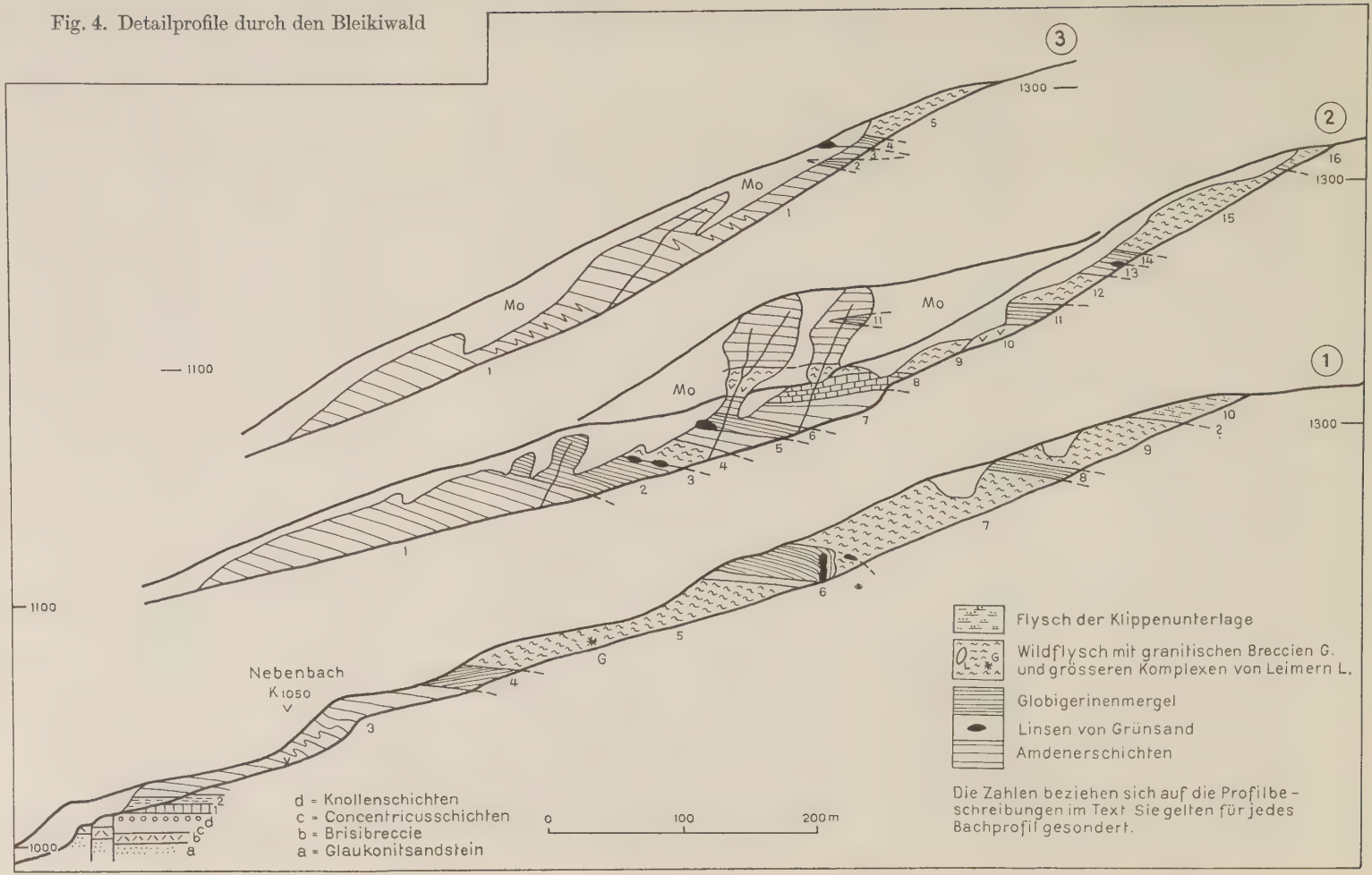


Fig. 3. Detailskizze des Bleikiwaldes

Fig. 4. Detailprofile durch den Bleikiwald



Profil 1.

Am Südende der Geländekante Gorneren fällt der Bach in einem Wasserfall über den helvetischen Gault. Die einzelnen Stufen, Glaukonitsandstein, Brisibreccie, Concentricus- und Knollenschichten und der überlagernde Seewerkalk, sind durch ein Bruchnetz gegeneinander versetzt (diagonales Bruchnetz nach Fichter, 1931, p. 115). In den Amdenermergeln verliert sich auch der in Bachrichtung verlaufende Hauptbruch. Wir beginnen unser Profil an der Obergrenze des Seewerkalkes.

1. Seewerkalk.
2. Hellgraue Seewerschiefer, gehen ohne sichtbare Grenze über in
3. Dunkelgraue Amdenermergel mit dünnen Siltbänken, ruhig gelagert. Über der Einmündung des Nebenbaches K. 1050 sind die Mergel gefaltet und die Siltbänke zerissen.
4. Mit scharfem diskordantem Kontakt folgen hellgraue, fleckige Globigerinenmergel mit dünnen, glimmer- und glaukonithaltigen Sandsteinen und dickeren Bänken von meist umkristallisiertem Silt.
5. Vorwiegend schwarze, glänzende Schiefer, intensiv vermischt mit grauen, braunen und grünlichen, leicht sandigen Mergeln, stark verfaltet. Sie enthalten kleinere, linsenförmige Einschlüsse und grössere, gerollte Phacoide: polygene Konglomerate in Sandstein und schiefrigen Silt übergehend, dunkelgraue glaukonitische Sandsteine, hellgraue glimmerhaltige Silte, Ölquarzite, graue dichte, meist umkristallisierte Kalke und helle dichte Leimernkalke.

   An einer Stelle steht eine grünliche granitische Breccie (G) an. In ihrer siltigen Grundmasse fanden wir grobporige Globigerinen. Kopfgrosse Komponenten sind offenbar nicht selten, da wir im Bachschutt oft Granitgerölle dieser Grösse gefunden haben.
6. Eingepresst in die Flyschserie folgen Stadschiefer, die eine deutliche Gewölbestirn mit steilgestellter Hakengrünsandbank bilden. An der Basis mitgerissene Amdenermergel.
7. Wildflysch wie 5. Vor der helvetischen Stirn stecken noch zwei abgeschürfte Grünsandlinsen im Flysch.
8. Hellgraue Globigerinen-Fleckenmergel, mit tektonisierten Zonen an der Unter- und an der Oberfläche.
9. Wildflysch wie 5. Gegen oben nimmt der Anteil der schwarzen Schiefer ab, die Lagerung wird ruhiger und es treten vermehrt grössere Sandstein- und Siltbänke auf.
10. Hellgraue bis braungraue, leicht fleckige, tonige oder sandige Mergel mit Sandsteinen und Siltbänken, ruhig gelagert, mit seltenen Einschlüssen von hellen Leimernkalken. Eine scharfe Abtrennung vom unterlagernden Wildflysch ist nicht möglich.

Profil 2.

1. Amdenerschichten.
2. Globigerinenmergel.
3. Grünsandbänke am Kontakt zwischen Globigerinenmergel und Wildflysch. Die einzelnen Linsen im Hang markieren den Verlauf des tektonischen Kontaktes[11]).
4. Wildflysch in der gleichen Ausbildung wie in Bach 1 (vgl. Nr. 5).
5. Amdenerschichten, stark verfaltet.
6. Globigerinenmergel, mit scharfem Kontakt von den Amdenermergeln getrennt. Auf der Grenzfläche verschürfte Grünsandbank.
7. Amdenerschichten (wie 5).
8. Leimernkalke (analog dem Vorkommen im Lielibach, vgl. p. 427).
9. Wildflysch. Unter den Einschlüssen treten besonders braungraue, dichte Fleckenkalke hervor.
10. Im Bach liegen versackte Globigerinenmergel. In den seitlichen Hängen, vor allem aber in der schmalen Runse über dem grossen Leimernpaket, sieht man, dass sich zwischen Wildflysch und auskeilenden Globigerinenmergeln nochmals Amdenermergel einschieben.

[11]) Fichter glaubte, im Gegensatz zur Vierwaldstätterseekarte und zu R. Märky (1926), dass die Lutétienlinsen nur an der Grenze zwischen Amdenermergel und Stadschiefern auftreten (1934, p. 119).

11. Globigerinenmergel.
12. Wildflysch. Wie in Profil 1 (Nr. 9) überwiegen auch hier im oberen Teil die stadschieferähnlichen Mergel. Sie sind oft als Schlammbreccien ausgebildet – in der schlierig verfalteten Grundmasse schwimmen dunklere Mergelfetzen und seltener langgestreckte Leimern- und Siltgerölle.
13. Amdenerschichten. Grünsandlinse am Kontakt zu den
14. Globigerinenmergeln.
15. Wildflysch wie 12.
16. Die darüberliegenden, meist isolierten Aufschlüsse entsprechen denjenigen von Nr. 10 in Profil 1.

Profil 3.

Die beiden folgenden Bäche 3 und 4 zeigen ein bis in die Einzelheiten entsprechendes Bild. Wir besprechen deshalb nur das Profil des dritten Baches und erwähnen besondere Details des vierten im Zusammenhang.

1. Amdenerschichten. Neben Zonen mit ruhiger Lagerung treten häufig stark gestörte Partien auf. Knetzonen mit auffallender Calcitisierung zeigen, dass die über 200 m betragende Mächtigkeit tektonisch bedingt ist.
2. Globigerinenmergel, im rechten Hang auskeilend.
3. Amdenerschichten.
4. Globigerinenmergel. Im 4. Bach ist die Vereinigung der beiden Zonen 2 und 4 in einer Nebenrunse sichtbar (vgl. Fig. 3). In beiden Bächen liegen mächtige Grünsandbänke am Kontakt mit den Amdenermergeln.
5. Wildflysch, wie in den unteren Partien der Profile 1 und 2.

Staffel-Bärfallen (Falte III)

Die Stirn der Falte III wird hier hauptsächlich von den Wangschichten gebildet. Nur an wenigen Stellen sind Relikte von Tertiär erhalten geblieben. Infolge Schuttbedeckung ist auch vom überlagernden Flysch nicht viel sichtbar. Wir rechnen die Aufschlüsse bei Alp Staffel, im oberen Lielibach (zwischen Klewenalp und Musenalp) und am Bärfallenpass, ihrer lithologischen und faciellen Ausbildung nach zum Wildflysch, ebenso den direkt auf Brisibreccie überschobenen Flysch bei Alp Ahorn.

Buoholzbachgebiet (Falte II, Stirnschuppe)

Die Flyschvorkommen des Buoholzbachgebietes werden durch die Buochserhornsynclinale in zwei Abschnitte getrennt: im W die Aufschlüsse im unteren Buoholzbach bei I, im E diejenigen im Kohlertobel, im Hüttlerentobel und im Älpelibach.

Die helvetische Stirnschuppe der Falte II ist aufgeschlossen in der Wandfluh und als Fenster im Kohlertobel. Das Paket von Amdenerschichten und Seewerkalk im unteren Buoholzbach bei I ist wahrscheinlich abgeschürft. Beim Vordringen der starren Unterkreideplatte gegen den Flysch wurde die oberkretazisch-tertiäre Mergelhülle stark ausgedünnt. Vor allem die Globigerinenmergel sind nur noch als diskordant auf den Amdenermergeln liegende Relikte erhalten geblieben (Kohlertobel, Weg nach Niederrickenbach).

Durch die Schuppung des Helvetikums einerseits und die Überschiebung der Klippenmassen andererseits ist die schmale, zwischen beiden eingeklemmte

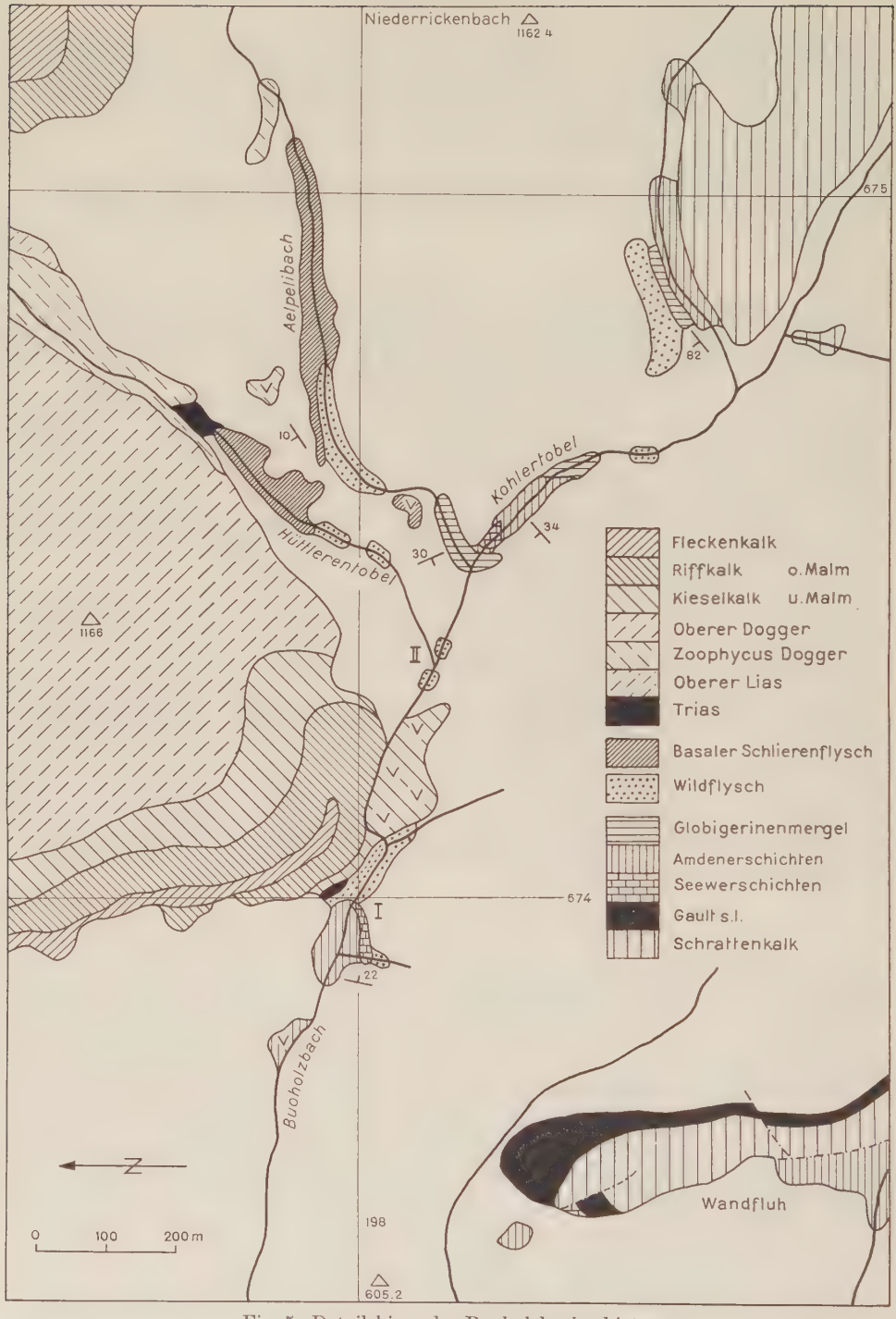


Fig. 5. Detailskizze des Buoholzbachgebietes

Flyschzone tektonisch besonders stark beansprucht worden. Man findet ausgewalzte, schwarze, glänzende Schiefer mit stark breccierten und calcitisierten Einschlüssen. Durch die Umkristallisation ist die ursprüngliche Struktur, vor allem aber der Fossilinhalt, völlig umgewandelt worden.

Die Aufschlüsse im Buoholzbach bei I und II sowie diejenigen in den unteren Teilen des Hüttlerentobels und des Älpelibaches gehören gesamthaft zu dieser Zone. Wir rechnen sie zum Wildflysch auf Grund des Auftretens von Leimernkalken im weniger gestörten Vorkommen des Älpelibaches. Sie lassen sich auch in ihrer sonstigen Zusammensetzung und lithologischen Ausbildung gut mit dem Wildflysch im Lielibach und im Bleikiwald vergleichen. Möglicherweise ist noch Schlierenflysch mitgerissen worden. Wir haben nämlich in der tektonisierten basalen Partie des Schlierenflysches im Älpelibach ähnliche Gesteine wie weiter unten, im Buoholzbach, gefunden. Eine paläontologische Unterscheidung ist aus den oben erwähnten Gründen nicht möglich.

Direkt unter der Überschiebung der Klippen fanden wir abgeschürfte Malmkalklinsen im Flysch (bei I, auf der Karte nicht dargestellt). Sie sind total zerbrochen und bestehen bis zu 80% aus Calcit.

Im oberen Älpelibach NW Niederrickenbach und im Hüttlerentobel bildet der Basale Schlierenflysch die direkte Unterlage der Klippen. Auch hier finden wir eine gebankte, kleinzyklisch gegliederte Serie in normaler Lagerung. Der Kontakt mit dem Zoophycusdogger (Teil der Bleikischolle, vgl. Tafel I) im Älpelibach ist durch groben Blockschutt verdeckt. Im Hüttlerentobel tritt am Kontakt zwischen Flysch und Klippentrias eine tektonische Mischzone auf. Der Dolomit und die bunten Mergel, hauptsächlich aber die Rauhwacke, sind mit einer dicken Sinterkruste überzogen.

Steinibach–Flühligraben (Mulde II–III)

Ähnliche Verhältnisse finden wir auch S Wiesenberg (Südfuss des Stanserhorns). Der Einfluss der verschuppten helvetischen Unterlage ist immer noch bemerkbar, wenn auch nicht mehr in der gleichen extremen Form. Die Flyschzone ist hier bedeutend weniger gepresst und deshalb tektonisch geringer beansprucht worden.

Die Analogie zeigt sich auch darin, dass im Lückengraben wie im Hüttlerentobel die Klippen direkt auf Basalem Schlierenflysch liegen. Die Trias ist hier besser aufgeschlossen; so kann ausser Dolomit und Rauhwacke auch noch Gips festgestellt werden. Im Flühligraben fanden wir nur eine geringmächtige Triasschuppe im Flysch stecken.

Ferner gleichen der untere Teil des Steinibaches und der Flühligraben in ihrem Aufbau den Schuppenzonen des Lielibaches und des Bleikiwaldes. Da wir in der lithologischen Ausbildung keine Unterschiede feststellen konnten, verzichten wir, um Wiederholungen zu vermeiden, auf eine detaillierte Profilbeschreibung. Als Besonderheit erwähnen wir lediglich einen faustgrossen Einschluss von Calpionellenkalk im Wildflysch des oberen Flühligrabens.

Fig. 6. Detailskizze des Flühligrabens und des unteren Steinibaches

Eggwaldgebiet (Falte III)

Im Eggwaldgebiet ist die Stirne der höchsten Falte der Drusbergdecke aufgeschlossen. Amdener- und Wangschichten sind zum Teil plastisch gefaltet, zum Teil schuppenförmig übereinandergeschoben worden. E von Gummen ist auch der mächtige Lithothamnienkalk disharmonisch über der Oberkreide verschuppt.

Zwischen Gummen und dem oberen Steinibach treten Liaskalke auf. Sie sind als NE Fortsetzung der Arvigratplatte zu betrachten. Die zugehörende Trias, die hier sehr mächtig ist und die Verbindung zum Arvigrat herstellt, ist teilweise von der Bewegung der helvetischen Unterlage erfasst worden. Am besten darstellen lässt sich dies im Profil des oberen Steinibaches (Fig. 7). Die Auflagerungsfläche der Klippen auf Flysch und Oberkreide der Falte III ist bei Eggalp in Schuppen gelegt und im Dürrenboden stark verfaltet worden.

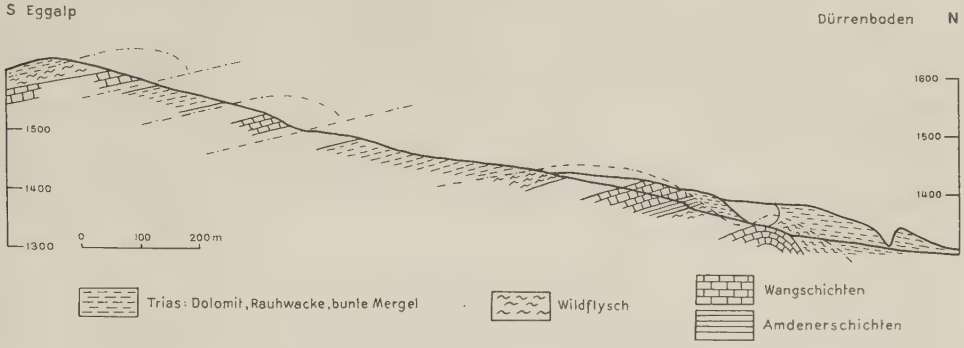


Fig. 7. Detailprofil durch den oberen Steinibach

Die trennenden Flyschzonen sind durch diese tektonischen Vorgänge stark in Mitleidenschaft gezogen worden. Sie entsprechen den Vorkommen im Älpelibach. Wir fanden auch hier Einschlüsse von Konglomeraten, Sandsteinen, Silten und vereinzelten dichten Leimernkalken und betrachten sie deshalb als Wildflysch.

Eine ähnlich extreme Beanspruchung, wie wir sie aus dem Buoholzbach beschrieben haben, beobachteten wir 125 m S des Arvigrates (Pt. 1887). Die Flyschzone ist dort zwischen Helvetikum und Klippen bis auf rund 10 m ausgedünnt worden.

Klippenbasis SE und SW von Stans

Längs der Klippenbasis finden wir mehrere isolierte Flyschvorkommen. Es handelt sich durchgehend um braune bis graue, leicht sandige Mergel mit grauen Silt- und Sandsteinbänken, die an der Basis als foraminiferenreiche Lithothamnienbreccien ausgebildet sein können. Häufig sind auch Phacoide von hellen Leimernkalken und dunkleren Kieselkalken eingelagert.

Die auffallenden tektonischen Schürflinge helvetischer Herkunft sind schon eingehend beschrieben worden (vgl. p. 414 und 418). Die wichtigsten Vorkommen befinden sich im Ziligraben, bei Geren SE und beim Ebnet SW von Stans, sowie im Mehlbach E von Kerns.

Die Serie entspricht den obersten Flyschaufschlüssen im Bleikiwald (Fig. 3 und 4, p. 428–429) und ist wie dort im allgemeinen ruhig gelagert. Unter der Überschiebungsfläche der Klippen sind die Mergel stark gefaltet, ebenso umfliessen sie die Wang- und Nummulitenkalkschürflinge. Die Silt- und Sandsteinbänke sind in diesen Fällen zerbrochen und mitverfaltet worden. Der Kontakt mit den unterlagernden Flyscheinheiten ist nirgends aufgeschlossen.

LITHOLOGIE UND MIKROPALÄONTOLOGIE DER FLYSCHZONE

An Hand der Aufschlüsse, die im vorhergehenden skizziert worden sind, kann die eingangs erwähnte Unterteilung der Flyschzone in:

Flysch der Klippenunterlage,
Basaler Schlierenflysch,
Flysch der Habkernzone (Wildflysch s.l.)

durchgeführt werden. Es folgt nun eine lithologische Beschreibung der Gesteine dieser drei Einheiten, mit besonderer Berücksichtigung der mikropaläontologischen Ergebnisse.

Dabei stützt sich unsere Beschreibung in erster Linie auf die Vorkommen im Bleikiwald, da nur dort einigermassen vollständige und tektonisch nicht so sehr gestörte Profile auftreten. Die übrigen Gebiete wurden mehr oder weniger in Analogie zum Bleikiwald eingeordnet.

Flysch der Habkernzone (Wildflysch s.l.)

Zusammenfassend können wir den Wildflysch unseres Untersuchungsgebietes folgendermassen beschreiben:

Die Hauptmasse besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen, glänzenden, geschieferten, tonigen Mergeln, wild verfaltet und intensiv vermengt mit fleckigen, hellgrauen, braunen und grünlichen, leicht sandigen Mergeln. Im unteren Teil des Wildflysches überwiegen die dunklen Schiefer. Ihr Anteil nimmt gegen oben langsam ab, ebenso wird die Lagerung etwas ruhiger.

In den helleren Mergeln treten oft Schlammbreccien auf. Die stadschieferähnliche, schlierig verfaltete Grundmasse enthält dunklere Mergelfetzen, gestreckte Kalk- und Siltgerölle und seltener grosse, eckige Komponenten. Es dürfte sich dabei um subaquatische Rutschungen von Sedimenten in unverfestigtem oder halbverfestigtem Zustand handeln. Auf tektonische Durchbewegung des Flysches nach der Verfestigung wiesen die zahlreichen, durch mobilisierten Calcit ausgeheilten Klüfte und Risse hin.

Die Gesteine des Wildflysches erwiesen sich als fossilleer. Wo wir in grünlichen Mergeln Globotruncanen der Lapparentigruppe feststellen konnten, handelte es sich um kretazische Leimernschichten, die in den Sedimentationsraum des Flysches eingerutscht waren.

In dieser Hauptmasse des Flysches treten fremde Komponenten auf, im unteren Teil als gerollte und gewalzte Phacoide mit geplatzter Oberfläche oder als kleinere linsenförmige bis kugelige Einschlüsse. Gegen oben werden mehr oder weniger stark zerrissene Bänke häufiger. Wir fanden folgende Komponenten: polygene Konglomerate, in quarzreichen Sandstein übergehend, graue, fossilreiche Kalksandsteine (sandige Lithothamnienbreccien), serizit- und glaukonitreiche Silte, fettig glänzende, grünliche Ölquarzite, grauer, feinspätiger bis dichter Kalk, braungrauer, dichter Fleckenkalk, grünlichgraue, dichte Leimernkalke und an einer Stelle (Bleikiwald, Profil 1, Nr. 5) einen granitischen Breccienblock mit siltiger Grundmasse. Weitere aus dem typischen Wildflysch beschriebene, exotische Ein-

schlüsse der Klippenserie (Gips, Dogger- und Malmkalke usw.) konnten in unserem Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme eines faustgrossen Knollens von Calpionellenkalk, nicht gefunden werden.

Wir haben schon bei der Beschreibung der Profile auf die Schwierigkeiten der Datierung infolge weitgehender Rekristallisation der Gesteine hingewiesen. Die tektonische Durchbewegung des Wildflysches hat auch die eingeschlossenen Komponenten mehr oder weniger stark beansprucht. Es sollen deshalb im folgenden hauptsächlich die für eine Altersbestimmung brauchbaren Einschlüsse besprochen werden.

Die polygenen Breccien zeichnen sich durch schlechte Sortierung der Korngrössen und auffallend wenig Grundmasse aus. Von den eckigen, dicht gepackten Komponenten fallen besonders orangegelb verwitternde Dolomite, dunkelgraue, feinspätige Kalke, helle Granite und grüne Chloritschiefer auf. Wegen ihrer Sterilität sind sie oft nicht von ähnlichen Breccien des Basalen Schlierenflysches zu unterscheiden.

In bezug auf die Zusammensetzung gilt das gleiche auch für die polygenen Konglomerate. Ihre Korngrösse nimmt gegen oben rasch ab, sie gehen in graue, quarzreiche Sandsteine über. In der kalkigen Grundmasse fanden wir häufig kleine, pyritisierte und grössere, grobporige, stachelige Globigerinen und seltener Globorotalien, total umkristallisierte Discocyclinen und Nummulitenbruchstücke, die immerhin eozänes Alter beweisen.

Im oberen, ruhiger gelagerten Teil des Wildflysches sind häufig zerbrochene Kalksandsteinbänke eingelagert. Sie sind sehr fossilreich und müssen in frischem Zustand als sandige Lithothamnienbreccien bezeichnet werden. Sie enthalten wenig Glaukonit und oft in Schlieren angereicherten Pyrit. Sie entsprechen damit in ihrer Ausbildung den Lithothamnienbreccien, die Bentz aus der Fleckenmergel-Sandsteinserie der Sachsler Flyschmulde beschrieben hat. Neben den Lithothamnientrümmern fanden wir Bryozoen, Seeigelstacheln und eine reiche Foraminiferenfauna, vor allem folgende Formen: Textulariden, Milioliden, Lageniden, Asterigerinen, *Rotalia*, *Cibicides*, *Gypsina*, *Fabiania*, Nummuliten, *Heterostegina* cf. *helvetica* Kaufmann, Discocyclinen und Asterocyclinen. Diese Fauna deutet auf priabones Alter.

Die dunkelgrauen, serizitischen Silte sind das häufigste Einschlussgestein des Wildflysches. Ihre Ausbildung, vor allem der Glaukonit- und Glimmergehalt, kann sehr stark wechseln. Auffallend ist, dass bei tektonischer Schieferung die orientierten Serizitschüppchen besonders häufig sind. Sie scheinen bei der Druckbeanspruchung neu gebildet worden zu sein. Das Gestein erhält dadurch ein helles, silbrigglänzendes Aussehen. Normalerweise sind die Silte schwach glaukonitisch und enthalten fein verteilten Pyrit. Vereinzelt beobachteten wir dunkelgrüne, glaukonitreiche Varietäten. In der kalkigen Grundmasse fanden wir Spongiennadeln, Bryozoentrümmer und immer sehr häufig grosse Globigerinen. Seltener sind agglutinierte Formen sowie grosse Nodosarien, Globorotalien und Discocyclinenbruchstücke.

In diese Kategorie gehören auch die fettig glänzenden, grünlichen Ölquarzite. Sie sind durch ihre sekundäre Verzahnung der Quarzkörner charakterisiert. Ihre

primäre, siltige Struktur ist oft noch zu erkennen, ab und zu sind auch undeutliche Fossilreste erhalten.

Im Flysch treten auch häufig Kalkeinschlüsse auf. Wir können hier drei verschiedene Typen unterscheiden:

Braungraue, dichte Kalke ohne bestimmbares Alter.
Braungraue Fleckenkalke cenomanen Alters.
Eigentliche Leimernkalke, einer durchgehenden Serie vom Turonien bis ins Maestrichtien entstammend.

Die braungrauen bis dunkelgrauen Kalke erweisen sich im Schliffbild meist als total calcitisiert. In der feinkristallinen Grundmasse treten vielfach runde, radiolarienähnliche Gebilde auf. Aus weniger stark umgewandelten Stücken geht deutlich hervor, dass es sich ursprünglich um schwach glaukonitische Mergelkalke mit Kleinforaminiferen, vorwiegend Globigerinen, gehandelt hat.

Die braungrauen, dichten Kalke mit dunklen Flecken sind nicht überall vertreten. Wir beobachteten sie immer zusammen mit Leimernkalken, besonders häufig im Bleikiwald (Bach 2, Nr. 9, und Bach 4, ebenfalls über dem grossen Leimernpaket). Im Dünnschliff fanden wir neben Gümbelinen und Globigerinen nur einkielige Globotruncanen:

Rotalipora turonica Brotzen (= *Glt. alpina* Bolli)

Die Kalke, die aus diesem Grund an die Grenze Cénomanien-Turonien zu stellen sind, enthalten nun auch noch Einschlüsse, erfüllt von Globotruncanen der Gattung Ticinella. Da diese Einschlüsse in der gleichen Facies ausgebildet sind, lassen sie sich nur unter dem Mikroskop erkennen. Wir betrachten sie als aufgearbeitete Gerölle aus dem Albien.

Diese Gesteine lassen sich gut mit der mittleren Kreide der höheren helvetischen Decken (H. Bolli, 1944), aber auch mit den basalen, grauen Partien der couches rouges der Klippendecke vergleichen (B. Tschachtli, 1941, und K. Berliat, 1942).

Die hellgrauen, oft grünlichen, dichten Leimernkalke sind typisch für den Wildflysch. Wir konnten sie in kleineren Linsen oder grösseren Schichtpaketen in allen Aufschlüssen beobachten. Sie weisen immer eine reiche Foraminiferenfauna auf, wobei Globigerinen, Globigerinellen und Globotruncanen der Lapparentigruppe vorherrschen. In einem Schliff konnte *Globotruncana* cf. *sigali* Reichel festgestellt werden. Der weitaus grösste Teil der Leimernschichten ist senonen Alters. Seltener ist Maestrichtien, charakterisiert durch das Auftreten von *Globotruncana arca* Cushman und *Globotruncana stuarti* de Lapparent.

In diesem Zusammenhang stellt sich erneut die Frage nach der Verwendbarkeit der Kreidefissurinen, deren systematische Stellung auch heute noch umstritten ist. In unseren Schliffen haben wir beobachtet, dass im Seewerkalk die Fissurinen immer sehr häufig sind und die Globotruncanen zu verdrängen scheinen, während in den Leimernkalken das Verhältnis gerade umgekehrt ist. In Fällen, wo aus tektonischen Gründen beide Möglichkeiten offen sind und sich auch durch die Globotruncanenfauna keine sichere Zugehörigkeit ergibt, benützen wir diese Feststellung als hinweisendes Indiz, keinesfalls aber als zwingenden Beweis.

Wir finden somit Einschlüsse aus verschiedenen Oberkreidestufen. An der Typlokalität im Habkerntal reicht die Leimernserie vom Turonien bis ins Maestrich-

tien, allenfalls sogar ins Paleozän (W. Gigon, 1952). Das Fehlen tieferer Partien kann tektonisch bedingt sein. In den Préalpes romandes gehen die couches rouges bis ins Cénomanien hinunter, in den Synclinalen des Buochserhorns und der Klewenalp sogar bis ins Albien (vgl. p. 447). Da die Basispartien meist grau und fleckig ausgebildet sind, vermuten wir in den gleichaltrigen Fleckenkalken im Wildflysch deren Äquivalent.

Alter des Wildflysch s.l.

Da wir aus den tonig-siltigen Schichten keine Angaben über das Alter des Wildflysch erhalten konnten, sind wir auf die Datierung der jüngsten darin enthaltenen Komponenten angewiesen. Den einzigen einigermassen sicheren Anhaltspunkt liefern uns die fossilreichen Kalksandsteine, die nach ihrer Fauna obereozänes Alter haben. Wir stellen somit den Wildflysch s.l. unseres Untersuchungsgebietes ins Priabonien.

Basaler Schlierenflysch

Wir haben bei der Besprechung der Verbreitung gesehen, dass der Basale Schlierenflysch in unserem Untersuchungsgebiet meist stark tektonisch gestört ist. Nur an wenigen Orten finden wir eine ruhig gelagerte Serie (Möosli im Lielibach, Fig. 2, Älpelibach, Fig. 5). Da im Gegensatz zum Wildflysch mit fremden Komponenten der wildgefaltete Schlierenflysch nur aus flyscheigenen Gesteinen besteht, können wir uns bei der lithologischen Beschreibung auf die ungestörte Serie beschränken.

Sie zeigt durchgehend die von Schaub beschriebene kleinzyklische Gliederung. Die Basis wird meist von groben polygenen Breccien und Konglomeraten gebildet. Im bunten Gemisch der Gerölle, die Faustgrösse erreichen können, stellten wir unter anderem fest: orangegelb verwitternde Dolomite, helle Calpionellenkalke, graue, dichte Kalke mit Gümbelinen, Globigerinen und Globotruncanen der Lapparentigruppe, Kieselkalke mit Radiolarien, dunkle groboolithische zoogene Kalke in Urgonfacies, dunkelgraue serizitische Silte, Ölquarzite, Hornsteine, weisse Quarzite, grünliche Granite und verschiedene andere kristalline Gerölle. Alle diese Komponenten können als Gesteine der Klippendecke im allgemeinen bezeichnet werden (vgl. H. Schaub, 1951 b).

In der Grundmasse fanden wir Spongiennadeln, Echinodermenreste, Bryozoentrümmer, Schalenbruchstücke von *Ostrea* cf. *vesicularis* und vereinzelt gerollte Orbitolinen. Aus der stark umkristallisierten, autochthonen Foraminiferenfauna bestimmten wir: Textulariden, kleine Globigerinen, zweikielige Globotruncanen, *Globotruncana stuarti* de Lapparent, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana* cf. *caliciformis* (de Lapparent), *Laffitteina* ähnliche Formen, die zum Teil mit der von Smout (1955) beschriebenen neuen Gattung *Fissoelphidium* verglichen werden können, *Orbitoides* sp. und *Omphalocyclus* sp. Daneben sind nicht näher bestimmbare kleine, biseriale und rotaloide Formen häufig.

Auffallend ist die schlechte Sortierung des klastischen Materiales. Wohl kann eine rasche Abnahme der maximalen Korngrösse nach oben festgestellt werden, innerhalb des möglichen Spielraumes treten aber immer alle Durchmesser auf. Vor

allem die siltige Grundmasse ist von den gröbsten bis hinauf in die feinsten Partien verfolgbar. Normalerweise sind die Breccien und Konglomerate dicht gepackt und enthalten wenig Grundmasse. Seltener treten Schlammbreccien auf. Die groben, meist eckigen Komponenten schwimmen in feinsandigen Mergeln. Die geringe Rundung der Kalkkomponenten deutet auf kurzen Transport, die schlierige Verfaltung der Mergel auf Durchbewegung in noch unverfestigtem Zustand (subaquatische Rutschungen, vgl. p. 436).

Über den Konglomeraten folgen helle, plattige, polygene Sandsteine in der gleichen Zusammensetzung, dann kompakte, dunkelgraue Sandkalke mit grossen Muskovitschuppen und auffallend viel Bryozoentrümmer. Das klastische Material der Sandkalke wird gegen oben feiner; sie gehen in serizitische Silte oder feinsandige Mergelkalke über. Besonders die letzteren sind häufig voll von Globotruncanen.

Der Kleinzyklus wird meist von grauen, feingeschichteten Mergeln abgeschlossen. Die für diese Mergel im Schlierengebiet charakteristischen Fucoiden haben wir nur selten gefunden. Im Dünnschliff beobachteten wir neben Spongiennadeln kleine, oft pyritisierte Gümbelinen und Globigerinen. Auch die sterilen, dichten Kalke (Albarese), die stellenweise noch über den Mergeln folgen, sind in unserem Untersuchungsgebiet selten.

Diese kleinzyklische Gliederung (graded bedding) ist ein typisches Merkmal aller detritischen Flyschsedimente. Sie wurde schon mehrmals eingehend beschrieben, so unter anderem von E. Kraus (1932), der sie als Sedimentation aus einer trüben Schlammwolke erklärte. Dieser Sedimentationstypus wurde neuerdings als Ablagerung aus «turbidity currents» bezeichnet. Wir verweisen hierzu vor allem auf die grundlegenden Arbeiten von Kuenen (vgl. Bibliographie in Ph. H. Kuenen und A. Carozzi, 1953).

Bei tektonischer Beanspruchung wird das Aussehen der oben beschriebenen Serie stark verändert. In schwarzen, wild gefalteten Mergeln stecken verbogene und zerrissene Bänke, gerollte Phacoide und linsenförmige, kleine Brocken. Die Konglomerate und Sandsteine sind ausgewalzt, ebenso die Silte, die oft silbrig weiss erscheinen. Die Mergelkalke sind geschiefert und weisen zahlreiche, glänzende Rutschspiegel auf. Da auch die Fossilien durch den Druck in Mitleidenschaft gezogen wurden, ist es oft schwer, diese Ausbildungsart des Schlierenflysches vom Wildflysch zu unterscheiden.

Die im Basalen Schlierenflysch festgestellte Fauna mit:
Globotruncana stuarti de Lapparent
Globotruncana arca (Cushman)
Globotruncana cf. *caliciformis* (de Lapparent)
Orbitoides sp.
Omphalocyclus sp.
gestattet uns, die Serie ins Maestrichtien zu stellen. Sie entspricht in ihrem oberen Teil dem Abschnitt 1 des von Schaub (1943) beschriebenen Normalprofiles der Grossen Schlieren. Die basalen Partien können am besten mit den stratigraphisch tieferliegenden Vorkommen bei Vorder-Rothbach verglichen werden (vgl. auch L. Vonderschmitt et al., 1951).

Flysch der Klippenunterlage

Der Flysch, der konkordant die Klippen unterlagert, kann nach der strengen Auslegung der Definition Kaufmanns nicht als Wildflysch bezeichnet werden. Es handelt sich um eine mehr oder weniger ruhig gelagerte Serie von hellen, siltigen Mergeln mit eingelagerten Sandsteinbänken, die besser mit dem von Bentz aus dem Hangenden des eigentlichen Wildflysches beschriebenen Fleckenmergel-Sandsteinflysch der Sachslermulde verglichen werden kann.

Vorherrschend sind hellgraue bis braungraue, feingeschichtete, tonige oder leicht sandige Mergel. Sie führen meist feine Glimmerschüppchen und sind häufig leicht fleckig. Im allgemeinen ist die Lagerung ruhig, stellenweise können zwischen ungestörten Bänken intensive Verfaltungen der dazwischenliegenden Schichten beobachtet werden (intraformational corrugation, vgl. R. Shrock, 1948, sequence in layered rocks, p. 264). Die tonigen Lagen sind vollständig steril. In der sandigen Varietät fanden wir neben grossen stacheligen Globigerinen seltener nicht näher bestimmbare Lageniden und Rotaliden.

Die Mergel enthalten stratigraphisch eingelagerte Bänke von Silten, Sandsteinen und Lithothamnienbreccien. Die braungrauen, serizitischen Silte gehen aus den sandigen Mergeln hervor. Sie zeigen auf den Schichtflächen häufig schön ausgebildete Wellenfurchen (ripple marks). Oft sind sie stärker glaukonithaltig ausgebildet, an verschiedenen Orten stellten wir Übergänge zu fettig glänzenden, grünlichen Ölquarziten fest. Meist ist auch etwas Pyrit darin enthalten, wobei oft die Kleinforaminiferen damit ausgefüllt sind. Im übrigen ist die Fauna, wie diejenige der Mergel, schlecht erhalten.

Die Silte gehen nach unten meistens in graue, glimmerhaltige Sandsteine über. Diese sind an der Basis stark quarzitisch. Neben grossen Quarzkörnern enthalten sie in der spärlichen Grundmasse nur Discocyclinen- und Asterocyclinenbruchstücke. Auch in den feineren Partien treten vereinzelte grosse, gerundete Quarzkörner und Discocyclinenreste auf. Daneben beobachteten wir Lithothamnientrümmer, Globigerinen, Lageniden und Rotaliden, alle meist stark umkristallisiert und schlecht erhalten.

An wenigen Orten (Mehlbach K. 800 und Ziligraben K. 590) finden wir als tiefstes Glied der beschriebenen Silt-Sandstein-Serie helle *Lithothamnienbreccien* aufgeschlossen. In Ausbildung und Fossilinhalt sind sie nicht von den Lithothamnienbreccien des Wildflyschs zu unterscheiden. Auch hier kommen Bryozoen, grosse Nodosarien und Cristellarien, grobporige, stachelige Globigerinen, *Rotalia* cf. *tuberculata* Schubert, *Asterigerina*, *Fabiania*, *Cibicides*, Nummuliten, *Heterostegina* cf. *helvetica* Kaufmann, Discocyclinen und Asterocyclinen vor. Wir stellen deshalb auch diese Fauna ins Priabonien.

Neben den meist in Bänken auftretenden klastischen Gesteinen finden wir in den Mergeln Phacoide von hellen Leimernkalken und dunkleren Kieselkalken eingelagert. In den dunklen, meist stark umkristallisierten Kalken sind nur Reste von Radiolarien zu erkennen. Die leicht fleckigen Leimernkalke enthalten neben Inoceramenprismen und Seeigelstacheln, Gümbelinen, Globigerinen *Stensiöina* sp. Brotzen, *Globotruncana arca* (Cushman) und *Globotruncana lapparenti* ssp. Brotzen. Diese Fauna lässt auf hohes Sénonien (Campanien) schliessen. Da sie sich in

priabonen Sedimenten befinden, handelt es sich offenbar ebenfalls um in das Sedimentationsbecken eingerutschte Exotica.

Die mächtigen helvetischen Wang- und Nummulitenkalkschürflinge SE und SW von Stans (Ziligraben, Stans-Oberdorf, Wasserplatten, Ebnet, Mehlbach) haben wir in den entsprechenden Kapiteln eingehend beschrieben (vgl. p. 414 und 418).

Wir haben eingangs erwähnt, dass die Lagerung dieser Flyschserie im allgemeinen ruhig ist. Bei grösserer tektonischer Beanspruchung, so direkt unter der Klippenüberschiebung im Wasserplattengraben und in der Umgebung der verschiedenen helvetischen Schürflinge, sind die Mergel stark gefaltet, die Sandsteinbänke verbogen und zerrissen und die Leimern- und Kieselkalkphacoide zu kleinen Linsen ausgewalzt worden. Das Aussehen wird somit «wildflyschartig». Wir haben ebenfalls dargelegt, dass der Flysch der Klippenunterlage grosse Ähnlichkeit mit den oberen, ruhiger gelagerten Wildflyschpartien aufweist. Bei direkter Überlagerung der beiden Flyscheinheiten (vgl. Fig. 3 und 4) ist eine scharfe Abtrennung nicht möglich, ebenso bleibt die Zuordnung isolierter Vorkommen fraglich.

Auf Grund der aus den Sandsteinen und Lithothamnienbreccien bestimmten Faunen, müssen wir den Flysch der Klippenunterlage ebenfalls ins Priabonien stellen.

TEKTONIK DER FLYSCHZONE

Die Flyschzone unseres Untersuchungsgebietes liegt eingeklemmt zwischen den Stirnfalten der Drusbergdecke und den überschobenen Klippenmassen. Die Erforschung und Deutung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wird besonders durch die intensive Verschuppung mit der helvetischen Unterlage erschwert. So war es nicht möglich, eine ungestörte, durchgehende Aufeinanderfolge der unterscheidbaren Einheiten zu finden. Meistens fehlen ein oder mehrere Glieder, im Extremfall liegen die Klippen direkt dem Helvetikum auf. Vor allem aber kommen durch diese Verschuppung sämtliche am Aufbau beteiligten Elemente, unabhängig von ihrer stratigraphischen Stellung, in gegenseitigen Kontakt.

Aus diesem Grund und wegen der im stratigraphischen Teil eingehend beschriebenen Beeinflussung des Aussehens der Gesteine infolge tektonischer Beanspruchung, war es oft unmöglich, die verschiedenen Elemente der Flyschzone scharf voneinander abzutrennen. Ebenso bleibt eine Zuordnung isolierter Aufschlüsse vielfach fraglich.

In der Folge behandeln wir die drei Glieder der Flyschzone gesondert, analog dem vorangegangenen Kapitel.

Flysch der Habkernzone (Wildflysch s. l.)

Wie wir einleitend erwähnt haben, gestatten uns die geringen lithologischen Unterschiede nicht, den Flysch der Habkernzone im allgemeinen zu unterteilen. Da sich die Vorkommen in unserem Untersuchungsgebiet am besten mit dem typischen Wildflysch vergleichen lassen, haben wir vorläufig die Bezeichnung Wildflysch s.l. gewählt.

Die Mächtigkeit des Wildflysch s.l. ist überall tektonisch bedingt. Sie schwankt zwischen wenigen Metern bei extremer Ausquetschung durch Helvetikum und

Klippe (Bärfallenpass, Buoholzbach, Pt. 1887, S des Arvigrates) und maximal 60 m in den Schuppenzonen (Bleikiwald).

Die heutigen Auflagerungsverhältnisse des Wildflysch s.l. sind sehr komplex. Die primäre Aufschiebung auf das helvetische Tertiär ist nur noch an wenigen Stellen im Lielibach und im Bleikiwald aufgeschlossen. Meist jedoch wurde sie durch die nachträgliche Schuppung überprägt, d. h. der Wildflysch kam in Kontakt mit tieferen helvetischen Stufen, hauptsächlich Amdenerschichten.

In der Stirn der Falte III liegt der Wildflysch stellenweise direkt auf den Wangschichten. Das ursprünglich überlagernde Tertiär ist nur in Relikten dazwischen vorhanden. Fichter erklärte das Fehlen durch Abschürfung bei der Überschiebung des Flysches. Wie wir gesehen haben (vgl. p. 421), sind infolge frühtertiärer Bewegungen im Helvetikum die tieferen eozänen Stufen teilweise erodiert und von den höheren aufgearbeitet worden (Quarzsandstein- und Stadschiefertransgressionen). Für die Stadschiefer wird in dieser Region eine Mächtigkeit von mindestens 30 m angegeben; wir finden aber nur vereinzelte verschleppte Pakete geringer Mächtigkeit an der Basis der Flyschmassen. Da wir über die Dauer und das Ausmass der Bewegungen nichts Näheres wissen, besteht unseres Erachtens die Möglichkeit, dass vor der Flyschüberschiebung auch die obereozänen Ablagerungen zum Teil erosiv gekappt oder ganz entfernt worden sind.

Wir haben die tektonisch stark beanspruchten Vorkommen zwischen Helvetikum und Klippen auf Grund ihrer lithologischen Zusammensetzung zum Wildflysch s.l. gerechnet, lassen aber die Möglichkeit offen, dass auch noch andere Flyscheinheiten daran beteiligt sein können.

Basaler Schlierenflysch

Der Basale Schlierenflysch ist in unserem Untersuchungsgebiet nur in den Muldenkernen der liegenden helvetischen Stirnfalten erhalten geblieben. Wir dürfen annehmen, dass er mit dem Wildflysch zusammen auf das Helvetikum überschoben worden ist. In einer späteren Phase wurden die beiden Flyscheinheiten mit ihrer Unterlage verschuppt. Dabei sind wahrscheinlich auch die primären Überschiebungskontakte wieder reaktiviert worden.

Die vermutlich ursprüngliche Aufschiebung ist nur im Älpelibach sichtbar. Über stark tektonisierten Wildflysch folgt wildgefalteter Basaler Schlierenflysch. Nach einigen Metern wird die Lagerung ruhiger und geht in eine ungestörte, kleinzyklisch gegliederte Serie über. Die gleiche Erscheinung, das wildflyschartige Aussehen der Basispartien des Schlierenflysches, beobachteten wir auch in den Schuppenzonen (Lielibach, Bleikiwald, Steinibach–Flühligraben). Hier allerdings finden wir den Basalen Schlierenflysch auch im Kontakt mit helvetischen Stufen (vgl. die tektonische Karte).

Die grossen Mächtigkeiten des Basalen Schlierenflysches sind tektonisch bedingt. Wir kommen aus verschiedenen Gründen zu diesem Schluss. Im Lielibach ist der untere Teil der Serie (Möosliaufschluss) verkehrt gelagert. Da die konkordant darüberliegenden Aufschlüsse normale Lagerung zeigen, müssen wir spitze Faltung, möglicherweise verknüpft mit Schuppung, annehmen. Daneben finden wir zahlreiche Störungszonen, vor allem in den grobklastischen Partien und in den

Schlammbreccien. Im unteren Teil des Steinibaches stellten wir schmale, stark gestörte Wildflyschzonen im Schlierenflysch fest. Sie weisen darauf hin, dass die Serie auch durch Schuppung mehrfach repetiert wurde.

Flysch der Klippenunterlage

Die Abtrennung dieses dritten Flyschstockwerkes bleibt in unserem Untersuchungsgebiet der schlechten Aufschlussbedingungen wegen problematisch. Sie geschah aus lithologischen und tektonischen Erwägungen in Anlehnung an die Verhältnisse in den Giswiler Stöcken (vgl. L. Vonderschmitt, 1923).

Die Klippen liegen grösstenteils auf einer mehr oder weniger ruhig gelagerten Fleckenmergel-Sandstein-Serie. Während die Auflagerung der Klippengesteine an mehreren Stellen gut aufgeschlossen ist (Ebnet, Wasserplattengraben), ist der Kontakt des Flysches mit der Unterlage nur ungenügend zugänglich. Nur im Bleikiwald finden wir den Flysch der Klippenunterlage direkt auf Wildflysch liegend. Die scharfe Abgrenzung wird hier aber dadurch erschwert, dass die beiden Einheiten in tektonisch beanspruchtem Zustand lithologisch kaum voneinander zu trennen sind. Überdies konnten wir in dem in Betracht fallenden Profilabschnitt mehrere Störungszonen feststellen.

Unmittelbar nördlich davon liegt die gleiche Fleckenmergel-Sandstein-Serie diskordant über Basalem Schlierenflysch. Da wir den Flysch der Klippenunterlage nie in den Schuppenzonen der einzelnen Falten gefunden haben, schliessen wir, dass er mit den Klippen in einer späteren Phase über die unterlagernde Flyschzone geglitten ist. Für diese Annahme sprechen auch die zahlreichen Schürflinge unter der Klippenbasis. Neben den bekannten helvetischen Wang- und Nummulitenkalkschuppen haben wir im Zilligraben auch ein mitgerissenes, rund 6 m mächtiges Schlierenflyschpaket gefunden. Daraus ergibt sich auch, dass die Überschiebung auf eine schon weitgehend erodierte Oberfläche erfolgt sein muss.

Klippendecke

Seit der Entdeckung der fünf neuen Jurassier durch Franz Josef Kaufmann im Jahre 1867 hat sich in der stratigraphischen und tektonischen Interpretation dieser exotischen Gebilde manches geändert. Zu Beginn unseres Jahrhunderts wurde der Klippencharakter erkannt, und in den Jahren zwischen 1920 und 1930 entstanden detaillierte Neuaufnahmen der einzelnen Gebiete (P. Christ, 1920, H. Knecht, 1925, R. Märky, 1926). Die genannnten Autoren, vor allem Christ, versuchten auch die zentralschweizerischen Klippen in die in den Préalpes romandes festgestellte Zonengliederung einzuordnen. So gehören die beiden Synklinalen Stanserhorn und Buochserhorn zusammen, ebenso die Platten des Arvigrates und der Musenalp. Im Klewengebiet haben wir den Übergang vom Faltenbau (Klewenalp) zum Schuppenbau (Klewenstock). Die einzelnen Klippenelemente liessen sich auch faciell in ähnlicher Weise vergleichen, wobei die altersmässige Stufeneinteilung mit Makrofossilien belegt wurde.

Von den neueren Arbeiten, die sich vorwiegend monographisch mit Stratigraphie und Mikropaläontologie einzelner Stufen der eigentlichen Klippendecke

der Westschweiz befassen, behandelt einzig H. Weiss (1949) auch unser Gebiet. Die Publikationen von B. Tschachtli (1941), K. Berliat (1942) und R. Umiker (1952) sind zu Vergleichszwecken sehr wertvoll.

Eine Revision der Klippen gehörte nicht zu unserer Aufgabe, wohl aber festzustellen, ob in der unterlagernden Flyschzone grössere Vorkommen von Klippengesteinen vorhanden sind. Der klastische Anteil des Schlierenflysches und der Habkernzone besteht grösstenteils aus Komponenten, die gut mit der Klippenserie verglichen werden können. Die gleichen Gesteine wurden auch als einsedimentierte Phacoide im Wildflysch gefunden (vgl. H. Schaub, 1951a und b). Ebenso wurden stratigraphische und tektonische Einschlüsse aus dem unmittelbar unterlagernden Flysch gemeldet (vgl. P. Christ, 1920, und L. Vonderschmitt, 1923).

Wie wir bei der Besprechung der Flyschzone erwähnt haben, konnten wir Detritus von Klippenmaterial in den klastischen Flyschsedimenten bestätigen. Ebenso beobachteten wir einzelne grössere stratigraphisch einsedimentierte Komplexe im obereozänen Flysch (vorwiegend Leimernkalke). Tektonische Einschlüsse konnten wir nur direkt unter der Klippenüberschiebung feststellen. Es handelt sich dabei weniger um eigentliche Schürflinge im Flysch, als vielmehr um eine tektonische Mischzone des Flysches mit der Klippenbasis.

Für unsere Untersuchungen stand uns die Sammlung Christ zur Verfügung[12]). Da wir meist auf Dünnschliffvergleiche angewiesen waren, stellten wir eine durchgehende Schliffserie von der Trias bis in die obere Kreide her. Wir waren dabei bemüht, sämtliche lithologischen Typen zu erfassen. Wir geben hier eine kurze stratigraphische Übersicht über die Gesteinserie des Stanserhorns. Für alle Einzelheiten, wie facielle Unterschiede zwischen den verschiedenen Klippeneinheiten und deren tektonische Einordnung, verweisen wir auf die eingangs zitierte Spezialliteratur.

LITHOLOGISCH-MIKROPALÄONTOLOGISCHE CHARAKTERISTIKA DER SEDIMENTSERIE DER KLIPPEN

(Normalprofil Stanserhorn nach P. Christ, 1920)

Trias

Vorwiegend helle, dichte Dolomite und bunte, tonige Mergel. In der feinkristallinen Grundmasse der Dolomite schwimmen dunklere, noch nicht rekristallisierte Kalkreste. Das organische Material ist nicht mehr bestimmbar. Im unteren Teil tritt vermehrt löcherige, dolomitische Rauhwacke auf. Seltener ist Gips, in weisser und roter Varietät, meist vermischt mit bunten Mergeln und Dolomit.

Rhät

Wechsellagerung von grauen, dichten, dolomitischen Kalken mit tonigen fossilreichen Mergelschiefern (Zone der *Avicula contorta*). Die Kalke enthalten häufig

[12]) Die Leitung des Naturhistorischen Museums Basel gestattete uns in freundlicher Weise die Belegsammlung zu P. Christ (1920) zu benützen. Es handelt sich um die Handstücke der im stratigraphischen Teil der Arbeit beschriebenen Standartprofile (dargestellt auf den Tafeln II–V im Anhang).

Frondicularien und Dentalien. An der Basis treten Bänke von feinsandigen, leicht oolithischen Kalken auf. In der Grundmasse, teilweise auch in den Ooiden, fanden wir Algen, *Ammodiscus*, *Glomospira*, Milioliden, Echinodermenreste, Bivalven- und Gastropodenschalen. Die glaukonithaltige Varietät ist völlig steril.

Unterer Lias

Im unteren Teil des Hettangien herrschen die braungrauen, oolithischen Sandkalke vor. Gegen oben werden dolomitische Echinodermenbreccien häufiger. Auch das untere Sinémurien wird von quarzitischen Dolomit- und Echinodermenbreccien gebildet. Im oberen Teil werden sie feiner und gehen in spätige Kalke über. Neben den total umkristallisierten Echinodermenplatten beobachteten wir Textulariden, Milioliden und Lageniden. Das Lotharingien leitet lithologisch zum Mittellias über. Die spätigen Kalke werden immer kieselieger, lassen aber eine ähnliche Fauna wie das obere Sinémurien noch erkennen.

Mittlerer Lias

Dunkelgrauer, kompakter Kieselkalk vertritt die Stufen Pliensbachien bis Domérien. Ausser Spongiennadeln konnten wir keine Mikrofossilien feststellen.

Oberer Lias

An der Basis schwarze, kieselige Toarcienschiefer, gefüllt mit Crinoidenstielgliedern. Das obere Toarcien und das Aalénien bestehen aus kieseligen Kalken mit Mergelzwischenlagen, welche kaum vom Zoophycusdogger zu unterscheiden sind.

Dogger

Das Bajocien und das untere Bathonien sind durchgehend als graue, feinspätige Kalke mit Mergelzwischenlagen ausgebildet (Zoophycusdogger). In den Schliffen konnten wir nur vereinzelte Radiolarein feststellen.

Darüber folgt das obere Bathonien mit grauen, braunanwitternden, schwach oolithischen Spatkalken. In den gröberen Partien treten vermehrt gelb verwitternde, dolomitische Einsprenglinge auf. Lokal sind Konglomeratbänke mit kristallinen Komponenten eingelagert (Steinbergkonglomerat). In den stärker oolithischen Grundmassen fanden wir Ammodisciden, Textulariden, Milioliden, Lageniden sowie mehrere, stark umkristallisierte Exemplare von *Trocholina*[13]). Sie weisen einen kleineren Apicalwinkel auf als der Typus *Trocholina conica* Schlumberger.

Der obere Dogger wird von grauen, feinspätigen, glimmerhaltigen Sandkalken gebildet. Ausser verkohlten Pflanzenresten konnten wir keine Fossilien beobachten.

Malm

Auch die feinspätigen, sandigen, leicht glaukonithaltigen Kieselkalke des unteren Malm scheinen fossillos zu sein.

[13]) Leupold (1935) hat solche Formen als *Coscinoconus alpinus* beschrieben. Auch H. Weiss (1949) erwähnt sie unter dieser Bezeichnung.

Die «calcaire concrétionné» des Argovien sollten besser als knollige Kalkbreccien bezeichnet werden. In der dunklen, dichten Grundmasse fanden wir neben Radiolarien häufig kleine Globigeriniden.

Im oberen Malm treten hellgraue, feinspätige, zoogene Breccien auf (Riffkalk, Felsenkalk). Neben Korallen, Trochiten und Gastropoden beobachteten wir Milioliden, Lageniden und *Nautiloculina* sp.

Das Portland ist als heller, glatter Kalk mit Silexkonkretionen ausgebildet. Calpionellen sind sehr häufig, darunter auch *Calpionella alpina* Lorenz. Ebenso fanden wir schöne Exemplare von *Lombardia angulata* Brönnimann und *Globochaete alpina* Lombard[14]).

Kreide

Am Stanserhorn ist nur die untere Kreide vertreten als hellgraue, dichte Fleckenkalke mit Kieselknollen. Die Kalke enthalten nur vereinzelte Calpionellen und umkristallisierte Radiolarien.

In den Synklinalen des Buochserhorns und der Klewenalp ist auch noch die obere Kreide (couches rouges) erhalten. In den dichten, graugrünen Kalken mit roten Schlieren fanden wir im Schliff Milioliden, Globigerinen, *Ticinella roberti* (Gandolfi) und *Planomalina pustulosa* Umiker. Wir befinden uns somit im Albien, an der Basis der couches rouges.

TEKTONIK DER KLIPPEN

In der Klippengruppe S des Vierwaldstättersees können wir deutlich zwei verschiedene Bauelemente unterscheiden: im N die liegenden Mulden des Stanserhorns, Buochserhorns und der Klewenalp, im S die Schollen- und Schuppenkomplexe des Arvigrates, der Musenalp und des Klewenstockes. Die gleichen Parallelen können auch in facieller Hinsicht gezogen werden (vgl. H. Weiss, 1949). Im grossen gesehen, dürfen wir annehmen, dass die gesamte Klippengruppe als einheitliche Schubmasse an Ort und Stelle gelangt ist. Im Detail allerdings können wir Unterschiede in der Art der Platznahme feststellen.

Die Faltenachse der Stanserhornsynklinale streicht N 75 E. Die tektonisch sehr wenig gestörte Mulde ist auf ihrem horizontalen, verkehrt liegenden Lias-Doggerschenkel geglitten. Die weiche Trias, die wir an der NW Klippenbasis finden, hat, wie die unterlagernde Flyschzone, als Gleitmittel gedient. Unter der Schubfläche ist sie nur in geringmächtigen Relikten erhalten geblieben. Sie wurde grösstenteils hinter der Muldenbiegung angehäuft und von der nachstossenden Arvigratplatte zusammengestaucht.

Christ nimmt nun an, dass diese nach N geneigte Platte des Arvigrates der Stanserhornsynklinale aufgeschoben wurde. Er betrachtet die Trias zwischen Mehlbach und Ächerli nur als relativ dünne Haut, die nachträglich stellenweise wegerodiert wurde, so dass der unterlagernde Flysch in Fenstern hervortritt (vgl.

[14]) A. Lombard (1937) und P. Brönnimann (1955) betrachten die als Problematica beschriebenen Formen *Eothrix*, *Globochaete* und *Lombardia* als wahrscheinliche Algen. R. Verniory (1954) konnte zeigen, dass es sich teilweise um Schnitte durch Armgerüste von *Saccocoma* handelt. Auch Skeletteile von Ophiuren (Ossikel) könnten in Betracht kommen, wie uns von Z. Reiss (Jerusalem) freundlicherweise mitgeteilt wurde.

P. Christ, 1920, Profile, sowie die Profile zu Blatt 3, Zürich–Glarus, der Generalkarte der Schweiz 1:200000). Aus diesen Annahmen ergäbe sich eine stark sattelförmig gekrümmte Überschiebungsfläche.

Im Gegensatz dazu kommen wir zur Ansicht, dass die Arvigratplatte unter die Stanserhornsynklinale einsticht (wie dies P. Arbenz, 1934, in den Profilen zum geologischen Führer schematisch dargestellt hatte. Fasc. II, Tafel II). Den Flyschschutt bei Ächerli betrachten wir nicht als anstehend; er stammt wahrscheinlich aus der überlagernden Moräne, in der wir häufig Flyschgesteine gefunden haben. Ebenso geben wir einer flacheren Schubbahn den Vorzug. Die Basis der Stanserhornmulde liegt beinahe eben. Auch konnten wir keine grossen Bruch- und Sakkungserscheinungen feststellen, die durch eine gebogene Überschiebungsfläche zwangsläufig erfolgt wären.

Am Arvigrat hingegen beobachteten wir gewaltige Sackungen. Die ganze Westflanke ist mehrfach verbrochen und treppenförmig abgesackt. Die Sackungsrisse werden im Gelände durch horizontal dem Hang entlanglaufende Gräben und Einsturztrichter deutlich markiert. Christ hat die versackten Massen tektonisch zu deuten versucht, indem er sie zum Teil durch flexurartiges Abbiegen der Schichtplatte miteinander verband. Andererseits betrachtete er einzelne Komplexe als Schuppen, die auf verbogenen Flächen übereinandergeschoben wurden (vgl. seine Profile). Wir sehen die Ursache dieser Erscheinung in der Erosion der weichen Trias-Flysch-Unterlage. Dadurch wurde die starre Klippenplatte ihrer seitlichen Stütze beraubt und zerbrach in mehrere Schollen. Diese sind zum Teil im Schichtverband abgesackt, zum Teil lösten sie sich in Bergstürze auf (im Heitetswald N der Arvihütte ist eine schöne Ausbruchnische sichtbar).

Am Buochserhorn treffen wir ähnliche Verhältnisse wie am Stanserhorn. Hier liegen beide Schenkel der N 45 E streichenden Synklinale beinahe horizontal. Auch von der Trias sind nur noch kleine mitgerissene Fetzen an der Klippenbasis vorhanden.

Die Musenalp ist, im Gegensatz zum Arvigrat, über die Buochserhornsynklinale aufgeschoben worden. Analog jedoch ist die gewaltige Anhäufung der Trias, die auch hier alle Lücken füllt. Die Bleikischolle ist als losgelöste Schuppe aufzufassen, wie wir sie in der E anschliessenden Region in grosser Zahl antreffen (vgl. Fig. 1, p. 410). Knecht (1925, Fig. 5, p. 329) und im folgenden auch Märky (1926) betrachten die einzelnen Klippenelemente als Teile verschiedener übereinanderliegender Falten der Klippendecke.

Im Klewengebiet sind die beiden einfachen Bauelemente schwerer zu erkennen. Wir rechnen die E W streichende Klewenalpsynklinale zur Muldenzone Stanserhorn–Buochserhorn. Die darüberliegenden, auf Trias schwimmenden Schollen des südlichen Klewengebietes (Klewenstock) stellen die ursprüngliche Platte dar, die bei der Platznahme zerbrach und in einzelne Stücke auseinanderfuhr. Grosse Teile der stark zerrütteten Kalkmassen sind verstürzt und dürfen deshalb nicht zu tektonischen Parallelisationen verwendet werden.

Die tektonische Karte (Tafel I)[15]) gibt eine Übersicht über die beschriebenen

[15]) Die tektonische Darstellung der Klippen beruht teilweise auf Revisionsarbeiten, die P. Christ im Auftrag der geologischen Kommission begonnen hatte, infolge seines verfrühten Todes aber nicht vollenden konnte.

Verhältnisse. Wir neigen zur Ansicht, dass die Divergenz der Synklinalachsen sowie die Zerbrechung der Schollen aus relativ späten Bewegungen resultieren. Bei der Heraushebung der rückwärtigen Massive als letzter grösserer Phase sind Teile der Klippendecke nach vorne gerutscht, dabei zerbrochen und gegeneinander verstellt worden. Die starke Durchtalung im Quartär löste dann die gewaltigen Sakkungen aus, die das heutige Bild erzeugten.

Zusammenfassende Betrachtungen über die Tektonik der Klippen und ihrer Unterlage

In den vorangegangenen Kapiteln haben wir die Tektonik der einzelnen Elemente gesondert besprochen. Das heute sich bietende Gesamtbild ist als Resultat gegenseitiger Beeinflussung aller am Aufbau beteiligten Einheiten zu betrachten. Wir behandeln im folgenden nur die Entwicklung unseres Untersuchungsgebietes, ohne dabei auf die umfangreiche Literatur über die Alpentektonik im allgemeinen näher einzugehen. Selbstverständlich stützen wir uns dabei auf die grundlegenden Arbeiten von P. Arbenz (1912), R. Staub (1924), W. Leupold (1942) und J. Cadisch (1953). Wir übernehmen ihre von der Tektonik der Zentralschweiz gegebene Darstellung und versuchen, diese durch einige Details zu ergänzen.

Im Helvetikum können wir seit der mittleren Kreide Bewegungen feststellen, die zum Teil grösseres Ausmass erreicht haben müssen, dokumentiert durch die Transgressionen der Wangschichten und der verschiedenen Eozänhorizonte. Die Bewegungen, die mit diesen Transgressionen zusammenhängen, sind bis heute nicht ausgewertet worden. Es ist dies ein interessantes Problem, das aber den Rahmen unserer Arbeit übersteigt. Einen Hinweis auf eine möglicherweise schon beträchtliche Verkürzung des helvetischen Ablagerungsraumes an der Wende Eozän-Oligozän finden wir bei M. Furrer (1949, p. 149).

Vermutlich im unteren Oligozän erfolgte die Überschiebung der höheren tektonischen Einheiten auf das Helvetikum. Es ist wahrscheinlich, dass der Flysch der Habkernzone, der Schlierenflysch und die auflagernden Klippendecken als gemeinsame Schubmasse nach vorne gelangt sind. Aus Gesteinsuntersuchungen in der vorgelagerten Molasse geht hervor, dass die Decken der Préalpes romandes ursprünglich in grosser Ausdehnung die ganze Zentralschweiz bedeckt haben müssen. In den Nagelfluhgeröllen der Rigi sind beinahe alle Schichtglieder der Simmen-, Breccien- und Klippendecke vorhanden (vgl. J. Speck, 1953).

Durch die Überschiebung der exotischen Massen wurde die helvetische Unterlage weiterhin beeinflusst. Im Neogen, vielleicht schon im oberen Oligozän, entstanden in verschiedenen Phasen die eigentlichen helvetischen Decken, wobei wiederum die südlichsten Ablagerungen als höchste Einheit am weitesten nach Norden gelangt sind (Drusbergdecke). Dabei wurde die aufgeschobene Flyschzone mit den Stirnpartien verfaltet und verschuppt. Einzelne Digitationen durchspiessten die Flyschmassen (Randkette), ebenso entstanden durch vertikale Bewegungen axiale Verbiegungen im Längsprofil (vgl. W. Leupold, 1942).

Während der gleichen Zeitspanne wurde das überlagernde Gebirge mehr und mehr abgebaut. Seine Reste liegen in den gewaltigen Molasseschuttfächern. In un-

serem Gebiet sind nur Relikte der Decken der Préalpes – in der Ausdehnung ungefähr den heutigen Klippen entsprechend – auf dem Rücken der höchsten Falte der Drusbergdecke erhalten geblieben. Die Flyschzone wurde ebenfalls weitgehend abgebaut, an einzelnen Stellen muss die Erosion bis ins Helvetikum hinuntergegriffen haben.

In einer späteren Phase wurden die Zentralmassive weiter gehoben. Vermutlich hängt damit die letzte Bewegung der Klippen, das Vorgleiten über die helvetischen Stirnen auf den Flysch, zusammen (Reliefüberschiebung, vgl. L. Vonderschmitt, 1923). Als Schmiermittel diente neben der eigenen Trias der mitgerissene Flysch der Klippenunterlage. Wir finden ihn hauptsächlich unter dem nördlichen Klippenfuss. Über den Falten der Unterlage wurde die weiche Zone ausgedünnt und in den dazwischenliegenden Mulden gestaut. Dabei wurde vor allem die Klippentrias von den nachstossenden Schollenkomplexen zusammengestaucht. Während des Gleitens wurde die Unterlage aufgeschürft und einzelne Schuppen mit dem Flysch verfrachtet (Schürflinge SE und SW von Stans). Die ursprünglich einheitliche Gleitmasse der Klippen, bestehend aus einer vorderen Muldenzone und einer hinteren flacheren Platte, zerbrach bei der Bewegung und fuhr vor der Platznahme auseinander. Daraus resultieren die divergierenden Streichrichtungen der Synklinalachsen des Stanserhorns, Buochserhorns und der Klewenalp.

Durch diese letzte Hebung im Rückland des Helvetikums wurden die liegenden Falten der Drusbergdecke erneut zusammengeschoben. Stellenweise wurde dabei auch der Flysch der Klippenunterlage und die Klippentrias mitverfaltet und verschuppt (oberer Steinibach, Fig. 7, p. 435).

Durch ihre geschützte Lage in einer axialen Depression der Mulde zwischen der Drusbergdecke und dem vorspringenden Bogen der Bürgenstockdecke sind uns hier exotische Zeugen einer fast gänzlich abgetragenen Deckeneinheit erhalten geblieben, die uns gleichzeitig Einblick erlauben in die Faltungsvorgänge ihrer Unterlage.

Literaturverzeichnis

Arbenz, P. (1922): *Der Gebirgsbau der Zentralschweiz.* Verh. Schweiz. naturf. Ges. *95* J. vers. Altdorf, II. Teil.

– (1913): *Die Faltenbögen der Zentral- und Ostschweiz.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *58.*

– (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Bedeutung zur Gebirgsbildung in den Alpen.* Festschr. Alb. Heim, naturf. Ges. Zürich, *64.*

– (1934): *Die helvetische Region.* Geol. Führer Schweiz, Fasc. II.

Beck, P. (1912): *Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet.* Eclogae geol. Helv. *12.*

Beckmann, J. P. (1953): *Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocaen-Oligocaen) von Barbados, Kl. Antillen.* Eclogae geol. Helv. *46.*

Bentz, F. (1948): *Geologie des Sarnersee-Gebietes.* Eclogae geol. Helv. *41.*

Berliat, K. (1942): *Über das Alter der couches rouges in den Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *35.*

Bolli, H. (1944): *Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv. *37.*

– (1950): *Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen.* Eclogae geol. Helv. *43.*

Boussac, J. (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin.* Mém. p. serv. à l'expl. de la carte géol. dét. de la France.

Brönnimann, P. (1952): *Globigerinidae from the upper Cretaceous of Trinidad BWI.* Bull. americ. Pal. *34*, Nr. 140.
– (1955): *Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba.* Micropaleontology *1*, Nr. 1.
Brückner, W. (1945): *Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *38*.
– (1952): *Globigerinenmergel und Flysch.* Verh. naturf. Ges. Basel, *63*.
Buxtorf, A. (1908): *Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen.* Z. dtsch. geol. Ges. *60*.
– (1910): *Erläuerungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks*, Nr. 9.
– (1916): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette*, Nr. 14.
– (1918): *Über die tektonische Stellung der Schlieren und der Niesenflyschmasse.* Verh. naturf. Ges. Basel, *29*.
– (1943): *Über das Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflysches.* Eclogae geol. Helv. *36*.
– (1951): *Orientierung über die Geologie der Berge am Vierwaldstättersee und die Probleme der Entstehung des Sees.* Verh. Schweiz. naturf. Ges. Luzern.
Cadisch, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* Basel.
Christ, P. (1920): *Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn-Arvigrat am Vierwaldstättersee.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *12*.
Ciry, R., & Rat, P. (1951): *Un foraminifère nouveau du crétacé supérieure de la Navarre espagnole.* Bull. scient. Bourgogne, *13*.
Dalbiez, F. (1955): *The genus Globotruncana in Tunesia.* Micropal. *1*, Nr. 2.
Fichter, H. J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisenkette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *69*.
Furrer, M. (1949): *Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *42*.
Gagnebin, E. (1934): *Les Préalpes et les Klippes.* Geol. Führer Schweiz., Fasc. II.
Gagnebin, E., & Lugeon, M. (1941): *Observations et Vues nouvelles sur la Géologie des Préalpes romandes.* Bull. Université Lausanne, *72*.
Gandolfi, R. (1955): *The genus Globotruncana in Northeastern Colombia.* Bull. americ. Pal. *36*, Nr. 155.
Geologischer Führer der Schweiz, herausgegeben von der Schweiz. Geol. Ges. Basel, 1934.
Gigon, W. (1952): *Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der grossen Emme.* Verh. naturf. Ges. Basel *63*.
Hagn, H. (1953): *Die Foraminiferen der Pinswangerschichten (Unteres Obercampan).* Palaeontographica *104*, A.
Haus, H. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *75*.
Heim, Alb. (1921): *Geologie der Schweiz.* Leipzig.
Heim, Arn. (1908): *Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen.* Abh. schweiz. pal. Ges. *35*.
Holliger, A. (1955): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *48*.
Jeannet, A. (1940): *Geologie der oberen Sihltaler-Alpen.* Ber. naturf. Ges. Schwyz *3*, 1938/40.
Kaufmann, F. J. (1876): *Fünf neue Jurassier.* SAC. Jb. 11.
– (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *24*.
Knecht, H. (1925): *Die Klippengruppe Buochserhorn–Musenalp und ihre Unterlage.* Eclogae geol. Helv. *9*.
Kraus, E. (1932): *Über den Schweizer Flysch.* Eclogae geol. Helv. *25*.
– (1935): *Über den ultrahelvetischen Kreideflysch.* Eclogae geol. Helv. *28*.
Kuenen, Ph. H., & Carozzi, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the alps.* J. Geol. *61*, Nr. 4.
Leupold, W., Jeannet, A., & Buck, D. (1935): *Stratigraphische Profile des Nummulitikums bei Einsiedeln Iberg.* Ber. naturf. Ges. Schwyz, 1932–35.

Leupold, W. (1938): *Die Flyschregion von Ragaz.* Eclogae geol. Helv. *31.*
– (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *35.*
Märky, R. (1926): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Klewenklippe.* Diss. Zürich.
Mayne, W. (1954): *The genus Navarella Ciry et Rat in the Maestrichtian of Switzerland.* Contr. Cushman Found. 5, part 3.
Moesch, C. (1894): *Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kiental.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *24.*
Reichel, M. (1952): *Remarques sur les Globigérines du Danien de Faxe (Danemark) et sur celles des couges de passage du Crétacé au Tertiaire dans la Scaglia de l'Apennin.* Eclogae geol. Helv. *45.*
Schaub, H. (1951a): *Die Stratigraphie des Schlierenflysch.* Diss. Basel.
– (1951b): *Stratigraphie und Mikropaläontologie des Schlierenflysches, mit besonderer Berücksichtigung der paleocänen und untereocänen Nummuliten und Assilinen.* Schweiz. pal. Abh. *68.*
– (1955): *Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen* (vorläufige Mitteilung). Eclogae geol. Helv. *47.*
Schumacher, J. (1948): *Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen.* Eclogae geol. Helv. *41.*
Schweighauser, J. (1953): *Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocän und Eocän des Vicentin (Norditalien).* Schweiz. pal. Abh. *70.*
Smout, A. H. (1955): *Reclassification of the Rotaliidae and two new cretaceous forms ressembling Elphidium.* J. Wash. Acad. Sci. *45*, Nr. 7.
Soder, P. (1949): *Geologische Untersuchungen der Schrattenfluh und des S anschliessenden Teiles der Habkernmulde.* Eclogae geol. Helv. *42.*
Speck, J. (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee.* Diss. Zürich.
Staeger, D. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern.* Eclogae geol. Helv. *37.*
Staub, W. (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *52.*
Studer, B. (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie.* Bern.
Tercier, J. (1939): *Dépots marins actuels et séries géologiques.* Eclogae geol. Helv. *32.*
– (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine.* Eclogae geol. Helv. *40.*
Tobler, A. (1929): *Alveolinenfunde im Eocaen der nördlichen Kalkalpen.* Eclogae geol. Helv. *22.*
Tschachtli, B. (1941): *Über Flysch und couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen).* Diss. Bern.
Umiker, R. (1952): *Geologie der westlichen Stockhornkette.* Diss. Bern.
Verniory, R. (1954): *Eothrix alpina Lombard, Algue ou Crinoide?* Arch. Sci. *7*, fasc. 4.
Vonderschmitt, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *50.*
Vonderschmitt, L., & Schaub, H. (1943): *Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch.* Eclogae geol. Helv. *36.*
Vonderschmitt, L., Schaub. H., & Fröhlicher, H. (1951): *Bericht über die Exkursion der SGG in die Giswiler Klippen, den Schlierenflysch und ihre Unterlage und in die Molasse des Alpenrandes.* Eclogae geol. Helv. *44.*
Weiss, H. (1949): *Stratigraphie und Fauna des Klippenmalm.* Diss. Bern.
Zimmermann, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee.* Diss. Bern.

Geologische Karten:

Buxtorf, A., Tobler, A. usw. (1916): *Geologische Vierwaldstätterseekarte 1:50000, Spezialkarte Nr. 66a (Karte) und 66b (Profile),* Geol. Kommission Schweiz. naturf. Ges. 1913–1916.
Geologische Generalkarte der Schweiz, *1:200000, Blatt 3, Zürich–Glarus,* Schweiz. Geol. Kommission, 1950.

CURRICULUM VITAE

Ich, MAX GEIGER von Wigoltingen (Thurgau), wurde am 11. Juli 1930 als Sohn des Max Geiger, Chefmechaniker in Basel, und der Marta, geb. Schwarz, in Basel geboren. Hier besuchte ich die Primarschule und anschliessend das Mathematisch-naturwissenschaftliche Gymnasium, welches ich im Frühjahr 1949 mit der Maturität abschloss.

Seit dem Sommersemester 1949 bin ich an der Universität Basel immatrikuliert. Im Verlauf des Studiums besuchte ich die Vorlesungen und Übungen der Herren Professoren und Dozenten: Bearth, Erlenmeyer, Geiger-Huber, Handschin, Huber, Kuhn, Nabholz, Portmann, Reichel, Reichstein, Reinhard, Vonderschmitt und Wenk. Seit dem Wintersemester 1952/53 bin ich als Assistent am Geologischen Institut tätig.

Die Ausarbeitung der vorliegenden Dissertation erfolgte in den Jahren 1953 bis 1956 unter der Leitung von Herrn Prof. L. Vonderschmitt.

Stansstad
Lopperberg
Bürgenstock
Alpnacher - See
Mutterschwandenberg
Stans
Ebnet
Wasserplatte
Geren
Stanserhorn
Wiesenberg
Mehlbach
Aecherli
Steinibach
Gummen
Eggwald
Rübibach
Arvigrat
Kernalp
Pt. 1887
Dallenwil
Büren
Engelberger Aa
Buochs
Buochserhorn
Buoholzbach
Niederrickenbach
Musenalp
Ahorn
Bärfallen
Staffel
Schwalmis
Vierwaldstätter - See
Lielibach
Beckenried
Kohlbach
Emmetten
Klewenalp
Klewenstock
Fig.3
Fig.5
Fig 6
N

Bl. 1170 | Bl. 491 - N Landeskarte der Schweiz
Bl. 1190

Fig. 3, 5, 6
Detailkarten

versackte Massen
Sackungsrisse
Überschiebungen
Brüche

Tafel I: Tektonische Karte der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn – Arvigrat, Buochserhorn – Musenalp, Klewenalp und ihrer Unterlage im Masstab 1:50'000

zusammengestellt von Max Geiger

Helvetikum
- Tertiär
- Wangschichten
- Obere Kreide
- Gault s.l.
- Untere Kreide

Flyschzone
- Flysch der Klippenunterlage mit helvetischen Schürflingen
- Basaler Schlierenflysch
- Flysch der Habkernmulde
- Vermutete Grenzen im Flysch

0 1 2 Km

Klippen
- K Kreide
- M Malm
- D Dogger
- L Lias
- Trias